



UFRJ

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

LORENA ANDRADE OLIVEIRA

Trabalho Final de Curso
(Bacharelado em Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2018



UFRJ

Lorena Andrade Oliveira

**CARACTERIZAÇÃO DE BARRAGENS DE REJEITO ATRAVÉS DE
MÉTODOS GEOFÍSICOS ELÉTRICOS: ESTUDO DE CASO NA
BARRAGEM B1 DE CAJATI, SÃO PAULO**

Trabalho Final de Curso apresentado ao
Departamento de Geologia, Instituto de
Geociências, da Universidade Federal do Rio de
Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Marco Antonio da Silva Braga -
UFRJ

Coorientador: Roberto Albuquerque e Silva -
UFRJ

Rio de Janeiro

2018

Oliveira, Lorena Andrade

Caracterização de barragens de rejeito através de métodos geofísicos elétricos: Estudo de caso na Barragem B1 de Cajati, São Paulo / Lorena Andrade Oliveira. - - 2018.

x, 108 f. : il. ; 31 cm.

Orientador: Marco Antonio da Silva Braga

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Graduação em Geologia, 2018.

1. Geologia. 2. IGEO – Trabalho final de Curso. I. Braga, Marco Antonio da Silva. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização de barragens de rejeito através de métodos geofísicos elétricos: Estudo de caso na Barragem B1 de Cajati, São Paulo

Lorena Andrade Oliveira

**CARACTERIZAÇÃO DE BARRAGENS DE REJEITO ATRAVÉS DE MÉTODOS
GEOFÍSICOS ELÉTRICOS: ESTUDO DE CASO NA BARRAGEM B1 DE CAJATI,
SÃO PAULO**

Trabalho Final de Curso apresentado ao Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Marco Antonio da Silva Braga - UFRJ

Coorientador: Roberto Albuquerque e Silva - UFRJ

Trabalho Aprovado. Rio de Janeiro, 13 de novembro de 2018:

Marco Antonio Braga

(Depto. de Geologia/IGEO/UFRJ)

Emilio Velloso Barroso

(Depto. de Geologia/IGEO/UFRJ)

Leonardo Santana

(Tetra Tech Coffey)

Rio de Janeiro

2018

Agradecimentos

Antes de tudo, agradeço aos meus pais, Wilson e Sônia, pelo apoio incondicional ao longo de toda minha vida. Foram eles os primeiros a me ensinarem a importância da educação, e sem dúvida, os maiores incentivadores de ingressar em uma Universidade. A eles dedico todas as minhas conquistas.

Agradeço minha família. Ao meu irmão caçula Gabriel, que nos momentos de ansiedade, teve que lidar com meus sentimentos de perto. E aos meus avós, que foram os responsáveis pela criação dos meus pais e uma grande referência, em termos de luta, dedicação e perseverança.

Aos meus orientadores, Marco Braga e Roberto Albuquerque, sou extremamente grata por todo o conhecimento transmitido. A atenção e paciência de ambos foram fundamentais para a realização deste trabalho.

Aos meus colegas do Centro de Pesquisa em Geofísica Aplicada. Foi um prazer compartilhar nossas alegrias e incertezas. Meu dia-a-dia ganhou uma dose extra de energia com a presença de todos vocês. Agradeço especialmente a Filipa, que devido a enorme experiência, se tornou uma terceira orientadora.

Ao Departamento de Geologia da UFRJ, que com seus professores e funcionários, foi o grande responsável pela minha formação profissional.

Ao Johann, que esteve presente nos últimos semestres da graduação. Além de namorado, foi conselheiro, amigo, revisor e companheiro para todas as situações. Obrigada por tamanha versatilidade em minha vida.

Agradeço aos meus amigos. Aqueles que estiveram presentes na minha graduação e aos que observaram minhas aventuras de longe. Obrigada por transmitirem alegria, segurança e aconchego. Sei que posso contar com vocês.

E por fim, agradeço à minha vó Alice. Mãe de minha mãe, foi uma grande referência em minha vida. Apesar de distante, sei que me acompanhou durante toda minha graduação e para sempre estará ao meu lado. Para você vó, todo o amor do mundo.

“And if I claim to be a wise man, it surely means that I don't know”.

Kansas

Resumo

Barragens de rejeito são estruturas usadas em mineração, a fim de depositar os resíduos e água gerados a partir do beneficiamento do minério. Estas estruturas são tradicionalmente monitoradas por inspeções visuais rotineiras, aliadas com o uso de instrumentos como: piezômetros, marcos topográficos e medidores de nível d'água. Alguns métodos geofísicos têm sido usados como complemento desse monitoramento, a fim de caracterizar e ampliar o conhecimento da estrutura da barragem. Entretanto, no Brasil, a utilização de geofísica para avaliação e monitoramento de barragens de mineração não é uma prática usual. Tendo isso em vista, o Centro de Pesquisa em Geofísica Aplicada (CPGA), do Departamento de Geologia da UFRJ, desenvolveu um projeto de pesquisa a fim de empregar métodos geofísicos na caracterização dessas estruturas. A Barragem B1, pertencente ao Complexo Mineralógico de Cajati - SP, foi uma das escolhidas para avaliação do uso de métodos elétricos (eletrorresistividade, polarização induzida e potencial espontâneo). O presente trabalho visa discutir os resultados geofísicos desta barragem, assim como, analisar sua aplicabilidade como forma de avaliar as condições internas do maciço da estrutura. Para tal, foram levantadas 8 seções (L01 até L08), através da técnica de caminhamento elétrico para todos os métodos supracitados. Após aquisição geofísica, os dados foram interpretados e integrados a fim de entender o comportamento elétrico do maciço. A interpretação ocorreu juntamente ao projeto de engenharia da B1, com o intuito de verificar se a resposta geofísica do maciço foi compatível com o material presente na localização das seções. Os métodos ativos (eletrorresistividade e polarização induzida) foram capazes de diferenciar os materiais constituintes do maciço e apontarem a disposição de zonas úmidas e/ou saturadas na estrutura. As argilas, assim como as estruturas drenantes, apresentaram respostas condutivas e de baixa cargabilidade. Já os rejeitos de calcário apresentaram alta resistividade e cargabilidade. O método de potencial espontâneo apresentou-se coeso com os demais métodos e indicou fluxo do reservatório em direção ao pé da barragem. Quando comparados os resultados dos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida, apesar da similaridade, o método de eletrorresistividade demonstrou resultados mais harmônicos com a seção-tipo utilizada. A partir disso, foi observado que os dados obtidos com a aplicação dos métodos geofísicos estão coerentes com a estrutura do maciço, estando em harmonia com as medições dos instrumentos que monitoram a barragem. A geofísica, com destaque para os métodos de eletrorresistividade e potencial espontâneo, complementa a instrumentação da barragem, dá uma visão ampla sobre a distribuição de umidade no maciço e mostra o seu comportamento hidrodinâmico em regiões que não são contempladas pela instrumentação usual.

Abstract

Tailings dams are structures used in mining in order to deposit the waste and water generated from the beneficiation of the ore. These structures are traditionally monitored by routine visual inspections, allied with the use of instruments such as piezometers, topographic benchmarks and borehole standpipes. Some geophysical methods have been used in addition to this monitoring, in order to characterize and increase awareness of the structure of the dam. However, in Brazil, the use of geophysics for evaluation and monitoring of mining dams is not a usual practice. In the light of this, the Applied Geophysics Research Center (CPGA), from the Department of Geology of UFRJ, developed a research project in order to use geophysical methods in the characterization of these structures. The B1 Dam, belonging to the Cajati Mineral Chemistry Complex - SP, was one of the chosen ones to evaluate the use of electrical methods (resistivity, induced polarization and self-potential). The present work aims to discuss the geophysical results of this dam, as well as to analyze its applicability as a way of evaluating the internal conditions of the structure's massif. For this work, eight 2D profiles were surveyed (L01 to L08) for all of the aforementioned methods. After geophysical acquisition, the data were interpreted and integrated in order to understand the electric behavior of the massif. The interpretation occurred together with the B1 engineering project, in order to verify if the geophysical response of the massif was compatible with the material present in the location of the sections. The active methods (resistivity and induced polarization) were able to differentiate the constituent materials of the massif and point out the arrangement of wet and / or saturated zones in the structure. The clays, as well as the drainage structures, presented low conductive and chargeability responses. The limestone rejects presented high resistivity and chargeability. The self-potential method was in agreement with the other methods and indicated the flow of the reservoir towards the toe of the dam. When comparing the results of the resistivity and induced polarization methods, despite the similarity, the resistivity method showed more harmonic results with the standard section used. From this, it was observed that the data obtained with the application of the geophysical methods are consistent with the structure of the massif, being in harmony with the measurements of the instruments that monitor the dam. Geophysics, with emphasis on the methods of resistivity and self-potential, complements the dam's instrumentation, gives a broad view on the distribution of moisture in the massif and shows its hydrodynamic behavior in regions that are not contemplated by the usual instrumentation.

Lista de figuras

Figura 1 - Fluxograma esquemático do projeto “Geofísica Aplicada a Cava e Barragens de Mineração”, onde o presente trabalho está inserido. Ao lado de cada etapa, aparecem as entidades envolvidas.....	19
Figura 2 – Imagem de satélite (World Imagery BaseMap - ArcGis ESRI, 2018) mostrando (a) Localização do município de Cajati, ao sul do estado de São Paulo, ligada a capital pela estrada BR-116. (b) Delimitação, em vermelho, do Complexo Mineroquímico de Cajati, ao norte da zona urbana do município.....	20
Figura 3 - Configuração tectônica da Bacia Sedimentar do Paraná, com as principais ocorrências de complexos alcalinos na borda da bacia, com destaque para o Complexo Ígneo de Jacupiranga (modificado de Gomes, 1989 e Alves, 2008)	21
Figura 4 - Mapa geológico regional simplificado, com os domínios tectônicos em que está inserido o Complexo Ígneo de Jacupiranga - CIJ (modificado de Alves (2008) e Vasconcelos <i>et al.</i> (1999)). Este se localiza ao sul do estado de São Paulo, próximo à fronteira com o estado do Paraná.....	22
Figura 5 – Mapa geológico do Complexo Ígneo de Jacupiranga (modificado de Alves, 2008). O Complexo Mineroquímico de Cajati está localizado ao sul do complexo, como destacado.....	24
Figura 6 – Mapa geológico simplificado dos corpos carbonatíticos da mina de Cajati (modificado de Alves, 2008)	25
Figura 7 – Mapa geológico de detalhe (à esquerda) e modelo tridimensional (à direita) do corpo carbonatítico (modificado de Brumatti, 2008)	26
Figura 8 – Imagem de satélite (World Imagery BaseMap - ArcGis ESRI, 2018) mostrando a localização dos setores e das barragens presentes no Complexo Mineroquímico de Cajati, com destaque para a Barragem B1, foco do presente trabalho.....	28
Figura 9 - Imagem de satélite (World Imagery BaseMap - ArcGis ESRI, 2018), que mostra o arranjo geral da Barragem B1.....	29
Figura 10 – Aspecto do talude de jusante da Barragem B1.....	35

- Figura 11** – Aspecto do talude de montante da Barragem B1. Nota-se a ausência de proteção superficial, como gramíneas ou enrocamento.....36
- Figura 12** - Planta da Barragem B1, baseada em dados fornecidos pela Mosaic Ferlizantes S.A.....39
- Figura 13** - Seção tipo da Barragem B1, de orientação E – W, baseado em dados contidos em Geoconsultoria (2016). A localização da seção no maciço encontra-se na figura 12.....40
- Figura 14** – Definição básica de resistividade através de um bloco de comprimento L , seção transversal S , com uma corrente aplicada I e potencial V entre seus lados opostos. A variável ρ depende das propriedades físicas do material (adaptada de Reynolds, 2011)42
- Figura 15** - Intervalos típicos de condutividade / resistividade para alguns minerais comuns, tipos de rochas e materiais próximos à superfície. Dados compilados de várias fontes publicadas, retirados de Dentith & Mudge (2014). Observa-se que a escala é logarítmica e abrange 22 ordens de grandeza.....44
- Figura 16** - Desenho esquemático, ilustrando o funcionamento do método de eletrorresistividade, em que o par de eletrodos AB correspondem ao circuito de corrente e o par de eletrodos MN correspondem ao circuito potencial. A linha preenchida representa a corrente elétrica, enquanto a linha pontilhada representa as superfícies equipotenciais (adaptada de Braga, 2006)45
- Figura 17** – Representação de medições de resistividade em meio homogêneo (a) e heterogêneo (b), (adaptada de Braga, 2006)46
- Figura 18** - Propriedades de capacitância ilustradas através de um metal condutor através do armazenamento (carregamento) de carga (a) e a subsequente descarga de cargas elétricas (b), (adaptado de Dentith & Mudge, 2014)48
- Figura 19** – Formas de onda de sinal usadas em medições de resistividade e IP. (a) Onda quadrada, de cor vermelha, ilustrando o sinal do transmissor de corrente. (b) Onda distorcida, de cor azul, medida pelo polarizador. Assim que a corrente é ligada (*on*), o potencial aumenta repentinamente. Posteriormente o aumento é mais gradual. Depois que a corrente é desligada (*off*), ocorre queda acentuada, seguida de queda gradual. Os intervalos de tempo usados para medir a capacidade de carga aparente (M) são mostrados sombreados.....50

Figura 20 - Principais mecanismos responsáveis pelo efeito de polarização induzida: (a) Polarização de membrana devido à barreira de carga formada por íons nas superfícies dos grãos em poros estreitos. (b) Polarização de membrana devido ao acúmulo de carga em torno de argilominerais e grãos minerais fibrosos. (c) polarização de grãos devido ao acúmulo de carga ao redor de um grão eletricamente condutor.....54

Figura 21 - Correlação entre sedimentos e suas propriedades geoeletricas, segundo Draskovits *et al.* (1990), (figura modificada de Braga, 2006)56

Figura 22 - Perfis idealizados de potenciais eletrocinéticos SP e seus respectivos mapas para os seguintes modelos: (a) limite topográfico vertical com uma surgência à direita; (b) bombeamento de um poço (injeção no poço produziria uma anomalia com sentido oposto); (c) fluxo horizontal através de uma superfície. Interfaces são marcadas por um contraste nos coeficientes de potencial de fluxo (C1 e C2). Adaptado de Reynolds (2011)61

Figura 23 – Desenho esquemático de anomalias de SP ocasionadas por processo de infiltração em uma barragem. As anomalias SP positivas ocorrem onde o fluxo é ascendente e onde a infiltração de superfície ocorre (modificado de Reynolds, 2011)62

Figura 24 - Localização do levantamento elétrico realizado na Barragem B1. (a) Localização das seções de ER e IP; (b) Localização das linhas de SP e (C) localização das linhas de ER e IP na seção tipo da Barragem B1.....64

Figura 25 – Seções de eletrorresistividade e polarização induzida obtidas através dos arranjos Dipolo-Dipolo (a) e Gradiente (b)65

Figura 26 – Ilustração do arranjo Dipolo-Dipolo (adaptado de Braga, 2006). Ao longo do caminhamento elétrico, o centro dos dipolos AB e MN se deslocam ao longo da seção, sendo o espaçamento entre os eletrodos AB similar ao MN.....66

Figura 27 - (a) e (b) Fotos da aquisição de dados por caminhamento elétrico na crista da Barragem B1; (c) foto da aquisição de dados no talude de jusante do barramento; (d) foto do equipamento utilizado no levantamento geofísico: resistivímetro SAS4000 da fabricante *Abem*. (e) foto dos eletrodos utilizados, com espaçamento de 3 metros entre eles.....68

Figura 28 – Imagem retirada do Google Earth (satélite Digital Globe) mostrando a localização da estação base para o levantamento de SP.....70

- Figura 29** - Ilustração da técnica dos Potenciais, utilizada no levantamento de potencial espontâneo (adaptada de Gallas, 2005)70
- Figura 30** - Profundidade, indicada pela linha pontilhada de cor vermelha, atingida pelas seções elétricas (ER e IP)72
- Figura 31** - Seções de eletrorresistividade (superior) e polarização induzida (inferior) – L01 a L08. A linha marrom nas seções representa a topografia do terreno. Acima de cada seção é exibido um diagrama com os pontos de amostragem. Abaixo de cada seção, encontra-se o *range* de cores, com a indicação dos valores de resistividade e cargabilidade, respectivamente. Em algumas seções são destacadas as principais feições identificadas. Ao final, o mapa com a localização das mesmas, indicando o início e final da aquisição dos dados.....74 - 78
- Figura 32** - Modelo tridimensional (3D) de eletrorresistividade (a) e cargabilidade (b) em perspectiva.....80
- Figura 33** - Da esquerda para direita, zonas de baixa, intermediária e alta resistividade, observadas individualmente e de diferentes perspectivas. Acima, essas zonas encontram-se vistas da ombreira direita, enquanto que nas figuras abaixo, a visualização ocorre da ombreira esquerda. Abaixo de cada coluna, há o *range* de cores e com respectivos valores, onde há destaque para o intervalo exibido.....34
- Figura 34** - Assim como na figura anterior, da esquerda para direita, zonas de baixa, intermediária e alta cargabilidade, observadas individualmente e de diferentes perspectivas. Acima, essas zonas encontram-se vistas da ombreira direita, enquanto que nas figuras abaixo, a visualização ocorre da ombreira esquerda. Abaixo de cada coluna, há o *range* de cores e com respectivos valores, onde há destaque para o intervalo exibido35
- Figura 35** - A esquerda, o mapa de localização das linhas de SP adquiridas em campo. Mais a direita, o mapa de pontos de leituras de potencial, totalizando 503 pontos de medida. Por fim, o mapa de potencial espontâneo com dados filtrados da área de estudo.....84
- Figura 36** - Mapa do potencial espontâneo, sobreposto à planta da Barragem B185

- Figura 37** - Posicionamento dos INAs no maciço da Barragem B1, em um modelo topográfico tridimensional. Nos INAs, além de conter a numeração dos instrumentos, há também o valor medido da cota da água.....87
- Figura 38** - Posicionamento em planta dos INAs no maciço da Barragem B1, e sua proximidade com as seções elétricas.....87
- Figura 39** - Correlação entre as zonas condutivas superficiais, das seções L01 (acima) e L02 (abaixo), com a seção tipo CC', associadas com materiais argilosos e o filtro de areia. Estas ZBR, gradam em profundidade para ZAR, correlacionáveis com o rejeito arenoso de calcário, que compõe o maciço.....88
- Figura 40** - Correlação entre as zonas superficiais, menos resistivas, das seções L03 (acima) e L05 (abaixo), com o último alteamento a jusante na Barragem B1.....90
- Figura 41** – Correlação entre a seção L04 de eletrorresistividade com os INAs localizados próximos a mesma. Apesar dos equipamentos indicarem zona saturada na cota de ~ 40 metros, a seção geofísica indica zonas de alta resistividade.....93
- Figura 42** - Correlação das seções de eletrorresistividade (a) L06, (b) L07 e (c) L08, com a seção tipo CC' da Barragem B1. Em todas as seções é possível fazer uma diferenciação quanto ao tipo de material e a resposta geofísica, ressaltados pelas linhas tracejadas na figura. Além disso, a análise conjunta das ZBR que aparecem nas três seções, associadas com informações de INAs, permite expor uma zona saturada abaixo da cota de 40 metros.....94
- Figura 43** - Correlação entre a seção L06 de eletrorresistividade com os INAs localizados próximos a mesma. A associação mostra que a ZBR é coerente com a zona saturada indicada pelos equipamentos, na cota de 40 metros.....96
- Figura 44** - Seções de eletrorresistividade, L01 – L06 do topo para a base, com a presença de anomalias condutivas na região próxima à ombreira direita da Barragem B1.....98
- Figura 45** - (a) Comportamento das anomalias condutivas próximas à ombreira direita. (b) Correlação entre as ZBR com os INAs localizados próximos as mesmas. O INA 1 indica a presença de água na cota 52,16 m, corroborando para a presença da zona saturada indicada pelas seções geofísicas.....99

- Figura 46** - ZBR dispostas ao longo da Barragem B1. A continuidade das anomalias a jusante da estrutura indica um fluxo de água, que pode ser advindo do sistema de sifonamento, localizado na ombreira direita. O fluxo tem como destino final o enrocamento na base do barramento, que cumpre a função de dreno de pé da estrutura.....100
- Figura 47** - Mapa com os dados de potencial espontâneo, com a indicação das possíveis direções de fluxo no maciço da Barragem B1.....101
- Figura 48** - Foto retirada durante uma campanha de campo no Complexo Mineroquímico de Cajati, onde ocorre uma surgência de água na região próxima á ombreira esquerda.....102
- Figura 49** - Seção tipo CC' da Barragem B1, com a disposição das zonas saturadas (em azul). A inferência do fluxo de água no interior da estrutura foi baseada na integração dos dados de INAs com os dados elétricos. A obtenção de novos dados, tanto diretos como indiretos, pode alterar tal interpretação.....103

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Listagem dos diversos alteamentos realizados da Barragem B1, com a indicação do ano em que foram realizados, da cota que foi atingida e do método de construção adotado (modificado de Geoconsultoria, 2015)	33
Tabela 2 – Relação de Indicadores de Nível d'água (INAs) instalados na Barragem B1.....	38
Tabela 3 - Inventário das aquisições geofísicas de ER / IP na Barragem B1, mostrando o comprimento e profundidade (em metros) das seções.....	71
Tabela 4 - Inventário das aquisições geofísicas de SP na Barragem B1, mostrando o comprimento (em metros) das seções.....	83

Sumário

1. Introdução.....	17
1.1. Objetivos	19
2. Estudo de Caso: Complexo Mineralógico de Cajati (SP)	21
2.1. Aspectos Geológicos	21
2.1.1. Geologia Regional	21
2.1.1.1. Complexo Ígneo De Jacupiranga	23
2.1.2. Geologia Local	24
2.2. O Complexo Mineralógico de Cajati	25
2.3. Descrição da Barragem B1	29
2.3.1. Dados Gerais	29
2.3.2. Estruturação da Barragem B1	30
2.3.2.1. Histórico de Construção	31
2.3.3. Configuração Atual	33
2.3.3.1. Fundação	33
2.3.3.2. Maciço	34
2.3.3.3. Sistema de Drenagem Interna e Superficial	35
2.3.3.4. Sistema Extravasador	37
2.3.3.5. Monitoramento Geotécnico	37
3. Metodologia	41
3.1. Métodos Elétricos	41
3.1.1. Eletroresistividade (ER)	41
3.1.2. Polarização Induzida (IP)	47
3.1.3. Potencial Espontâneo (SP)	57

3.2. Planejamento e Aquisição dos Dados	62
3.2.1. Eletrorresistividade e Polarização Induzida	63
3.2.2. Potencial Espontâneo	67
4. Resultados	71
4.1. Eletrorresistividade e Polarização Induzida	71
4.1.1. Eletrorresistividade	72
4.1.2. Polarização Induzida	73
4.2. Potencial Espontâneo	83
5. Discussões	86
5.1. Eletrorresistividade e Polarização Induzida	86
5.1.1. Região do Maciço	88
5.1.2. Região Próxima à Ombreira Direita	96
5.2. Potencial Espontâneo	99
5.3. Considerações Finais e Recomendações	101
6. Conclusões	104
7. Referências Bibliográficas	105

1. INTRODUÇÃO

O elevado crescimento da população mundial fez com que a produção minerária se desenvolvesse de maneira expressiva nos últimos anos. No Brasil, a mineração constitui um setor básico na economia, e é responsável por prover matérias-primas para a indústria de transformação produzir bens essenciais para o bem-estar da sociedade. No país, existem mais de 8.800 empresas mineradoras, com suas atividades presentes em grande parte do território nacional. Devido tamanha produção, o Brasil ocupa a quarta posição no ranking mundial de países mineradores, destacando-se internacionalmente como produtor de minério de ferro, bauxita, manganês e nióbio (IBRAM, 2013).

Em função da notável produção, a mineração acaba por gerar grandes quantidades de resíduos sólidos e fluidos, na forma de estéreis e rejeitos, que carecem de um armazenamento correto, ou seja, dentro dos padrões ambientais legais impostos pelo governo. Para este fim, são construídas estruturas de contenção, denominadas barragens de rejeito e pilhas de estéril.

Segundo o manual de segurança e inspeção de barragens (Brasil, 2002), barragens de rejeito tem como função reter rejeito ou materiais estéreis de mineração e de outros processos industriais. São formadas por um barramento maciço, que pode ter composições variadas, além de mecanismos de impermeabilização e drenagem (Vale, 2016). A composição dos rejeitos varia de acordo com o mineral que está sendo produzido pela mineradora.

Essas estruturas possuem dimensões variadas, e a fim de aumentar sua capacidade de armazenamento, são passíveis de passarem por sucessivos alteamentos durante sua operação. Com esses alteamentos, qualquer alteração ou dano no barramento pode gerar graves prejuízos para o meio ambiente, à empresa que opera a barragem e para sociedade, especialmente a que vive nas redondezas da mina (Rodrigues, 2018).

Rodrigues (2018) pontua que, tendo em vista o risco dos acidentes que envolvem essas estruturas, as mesmas demandam grande atenção, desde a fase de projeto, até o fechamento da mina. Ademais, estas exigem um monitoramento correto e eficiente, que assegure a sua integridade física e segurança operacional.

Usualmente, essas estruturas são monitoradas através de instrumentos e inspeções visuais frequentes (Machado, 2007). Segundo o mesmo autor, os instrumentos mais comuns são marcos superficiais, inclinômetros, indicadores de nível d'água (INAs), piezômetros, deformímetros e estações meteorológicas. Estes inspecionam deslocamentos no maciço,

deformações e tensões, erosões, níveis piezométricos na fundação, pressões e vazão de água. Por conseguinte, é através dessa instrumentação e das inspeções visuais que é monitorado o desempenho das estruturas e da fundação durante a fase de construção e enchimento do reservatório.

Apesar desses métodos diretos serem eficientes e já bastante tradicionais na indústria da mineração, oferecem apenas dados pontuais sobre a barragem. O mesmo não ocorre com métodos geofísicos. Estes geram imagens contínuas de subsuperfície, possibilitando a identificação de possíveis irregularidades na estrutura da barragem.

Mailani (2006) afirma que tais métodos possuem grande potencial para detectar processos de erosão interna e infiltrações anormais em estágios iniciais de desenvolvimento. Em seu trabalho, a autora conduziu testes para verificar a aplicabilidade de métodos geofísicos, principalmente eletrorresistividade e potencial espontâneo, a fim de detectar infiltrações anômalas em barragens de rejeito e monitorar as condições físicas da estrutura. Medidas de campo foram adquiridas nas barragens de rejeito de Kiruna, Aitik e Kristineberg, na Suécia.

Além dela, Rittgers *et al.* (2014) apresentaram a aplicabilidade de métodos geofísicos ativos e passivos, a fim de monitorar barragens. Os autores demonstraram em um experimento de campo (*Ijkdijk Experiment* - Holanda), onde construíram uma estrutura análoga a uma barragem, que a combinação do método de potencial espontâneo, associado com sísmica passiva, é capaz de detectar, localizar e monitorar distúrbios hidromecânicos em uma barragem.

Os mesmos autores, em Planès *et al.* (2015), utilizaram interferometria sísmica passiva na mesma estrutura, para monitorar mudanças temporais na velocidade de ondas sísmicas e detectar variações causados por processos de erosão interna.

Olivier *et al.* (2017), também baseado no método de interferometria sísmica passiva, adquiriu dados por três semanas, em uma barragem de rejeito na Tasmânia (Austrália), a fim de detectar pequenas mudanças na velocidade sísmica, que foram comparados com as taxas de precipitação, taxas de fluxo interna e pressão de fluidos nos poros. Os resultados indicaram que o método geofísico, relativamente barato, pode ser utilizado para monitorar e localizar pequenas mudanças no interior da barragem de rejeito, tornando-o uma ferramenta valiosa para monitorar remotamente a estabilidade estrutural do maciço ao longo do tempo.

No Brasil, alguns trabalhos foram realizados recentemente, como o de Martine (2016), que utilizou o método de GPR (*Ground Penetrating Radar*), a fim de definir a existência de

padrões de sedimentação na subsuperfície do reservatório criado pela barragem de rejeito do Diogo, em Minas Gerais. Já Rodrigues (2018), além do GPR, utilizou os métodos de eletrorresistividade e polarização induzida, a fim de desenvolver uma metodologia complementar ao sistema de monitoramento direto já existente na barragem de rejeito de Tapira (Minas Gerais).

Apesar da existência dos trabalhos supracitados, a utilização de métodos geofísicos em barragens de rejeito no país ainda não é uma prática usual. Adicionado a esse fato, os acidentes recentes, envolvendo estas estruturas, demonstram a necessidade do desenvolvimento de novas técnicas que permitam o aperfeiçoamento dos métodos de monitoramento já existentes.

1.1. OBJETIVO

O Centro de Pesquisas em Geofísica Aplicada (CPGA), localizado no Departamento de Geologia da UFRJ, tem como objetivo fomentar a aplicação da geofísica na solução de problemas na indústria e no cotidiano da sociedade.

Tendo em vista a problemática exposta anteriormente, o CPGA iniciou um projeto denominado “Geofísica Aplicada a Cava e Barragens de Mineração”, financiado pela Vale S.A. e Mosaic Fertilizantes S.A., visando estudar e difundir a aplicação de geofísica em barragens de rejeito no Brasil.

Como parte desse projeto, o presente trabalho propõe a utilização da geofísica, em conjunto com o monitoramento direto, objetivando demonstrar a aplicabilidade de métodos elétricos (eletrorresistividade, polarização induzida e potencial espontâneo) para a caracterização de barragens de rejeito e seu consequente monitoramento. Para isso, um estudo de caso foi realizado em uma das barragens contempladas pelo projeto, denominada B1 e localizada no Complexo Mineralógico de Cajati (São Paulo).

O projeto, além de englobar o CPGA, contempla a Mosaic Fertilizantes S.A., sendo esta quem opera atualmente a barragem B1. Ademais, para a aquisição dos dados geofísicos, foi contratada a empresa NeoGeo Geotecnologias S.A., responsável por adquirir e processar os dados geofísicos.

Um fluxograma esquemático do projeto é apresentado na figura 1. A empresa Vale S.A. aparece junto à Mosaic Fertilizantes S.A., pois este projeto teve início quando a Vale Fertilizantes S.A. operava a Mina de Cajati. Além disso, na parte de aquisição de dados, o CPGA tem participação na tomada de decisões, porém, como já mencionado, a entidade

responsável pela execução do serviço é a empresa contratada.

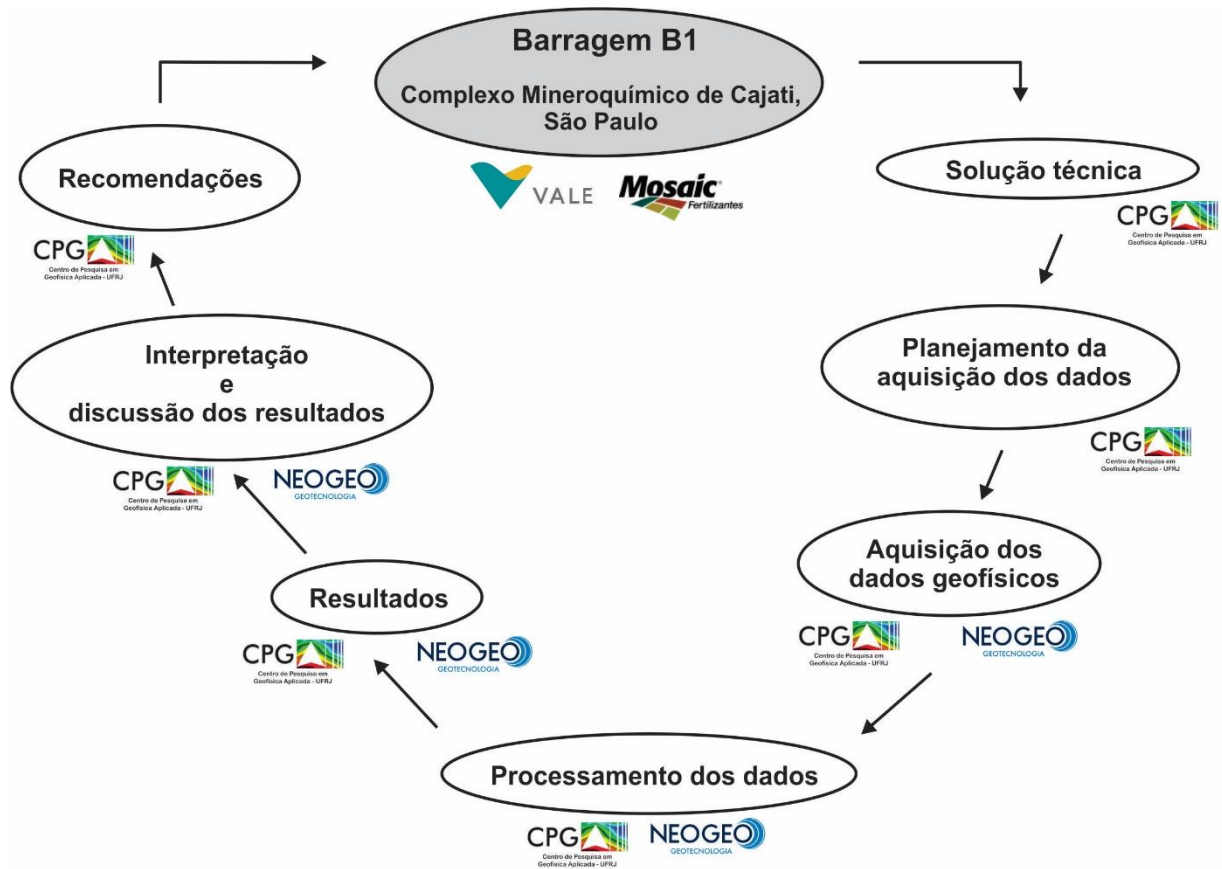


Figura 1 – Fluxograma esquemático do projeto “Geofísica Aplicada a Cava e Barragens de Mineração”, onde o presente trabalho está inserido. Ao lado de cada etapa, aparecem as entidades envolvidas.

2. ESTUDO DE CASO: COMPLEXO MINEROQUÍMICO DE CAJATI (SP)

O Complexo Mineralógico de Cajati, situa-se na região sul do estado de São Paulo, na região do Vale da Ribeira, à aproximadamente 230 km da cidade de São Paulo, como mostrado na figura 2. A principal via de acesso, a partir de São Paulo em direção à Curitiba (PR), se dá pela Rodovia BR-116 (Regis Bittencourt). A mina situa-se nesta rodovia, no km 488.5, dentro do perímetro urbano de Cajati (coordenadas 24°40' e 24°45' S e 48°05' e 48°10' W).

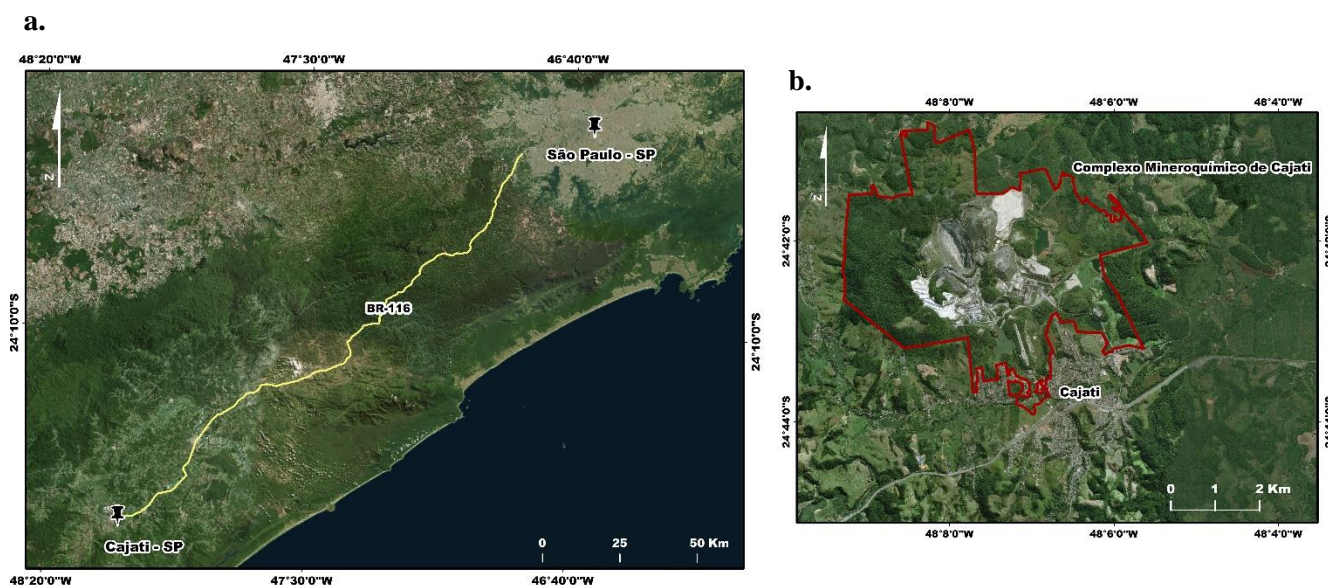


Figura 2 – Imagem de satélite (World Imagery BaseMap - ArcGis ESRI, 2018) mostrando (a) Localização do município de Cajati, ao sul do estado de São Paulo, ligada a capital pela estrada BR-116. (b) Delimitação, em vermelho, do Complexo Mineralógico de Cajati, ao norte da zona urbana do município.

A atividade primária do complexo é a extração de apatita a partir de carbonatitos, que serão melhor descritos adiante.

2.1. ASPECTOS GEOLÓGICOS

Os carbonatitos, de grande importância econômica devido à mineração de fosfato, fazem parte de um complexo ígneo de classe mundial (Alves, 2008), conhecido como Complexo Ígneo de Jacupiranga - CIJ (Germann, 1987).

2.1.1. GEOLOGIA REGIONAL

De acordo com os estudos isotópicos realizados por Roden *et al.* (1985), o Complexo Ígneo de Jacupiranga foi intrudido no Cretáceo Inferior, aproximadamente 130 +/- 4 M.a. Esta idade o coloca entre as diversas intrusões alcalinas cretáceas que ocorrem na borda da Bacia do Paraná, que são correspondes ao magmatismo Paraná (Brasil) - Etendeka (Namíbia), que

segundo Ruberti *et al.* 1992, marcaram a fragmentação do supercontinente Gondwana com a abertura do Oceano Atlântico Sul.

Outros complexos alcalinos carbonatíticos e não carbonatíticos no Brasil, com idades semelhantes ao Complexo Ígneo de Jacupiranga, estão presentes na mesma região, e estão associados a arcos magmáticos em um contexto de margem passiva vulcânica, como o Arco Magmático de Ponta Grossa, no caso de Jacupiranga (Gomes *et al.*, 1990). Um mapa mostrando a localização desses complexos de carbonatito e seu contexto tectônico intercontinental é mostrado na figura 3.

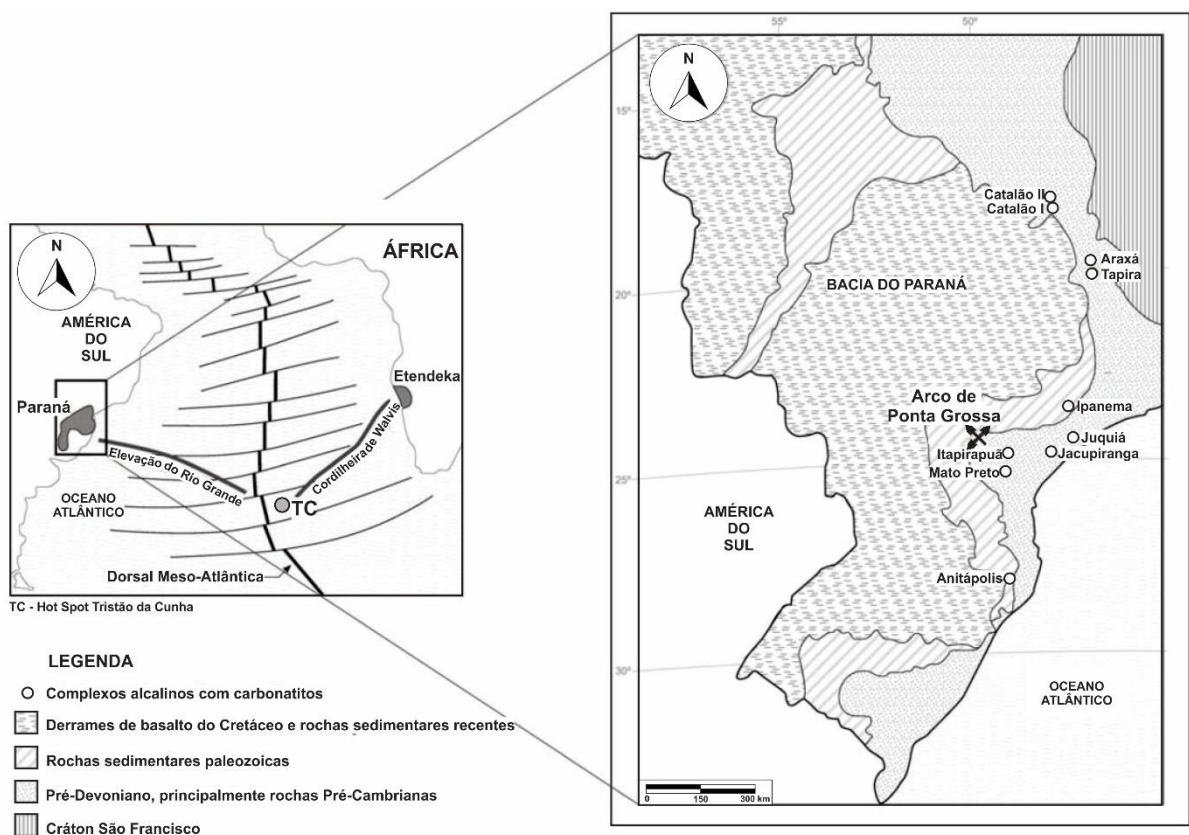


Figura 3 - Configuração tectônica da Bacia Sedimentar do Paraná, com as principais ocorrências de complexos alcalinos na borda da bacia, com destaque para o Complexo Ígneo de Jacupiranga (modificado de Gomes, 1989 e Alves, 2008).

Em uma escala mais local, dois domínios tectônicos podem ser reconhecidos na área do Complexo Ígneo de Jacupiranga: o Cinturão Ribeira e o Domínio Costeiro (Vasconcelos *et al.*, 1999). Essas unidades tectônicas são separadas pela zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, de natureza transpressiva (Salamuni, 1995) e estão ilustradas na figura 4.

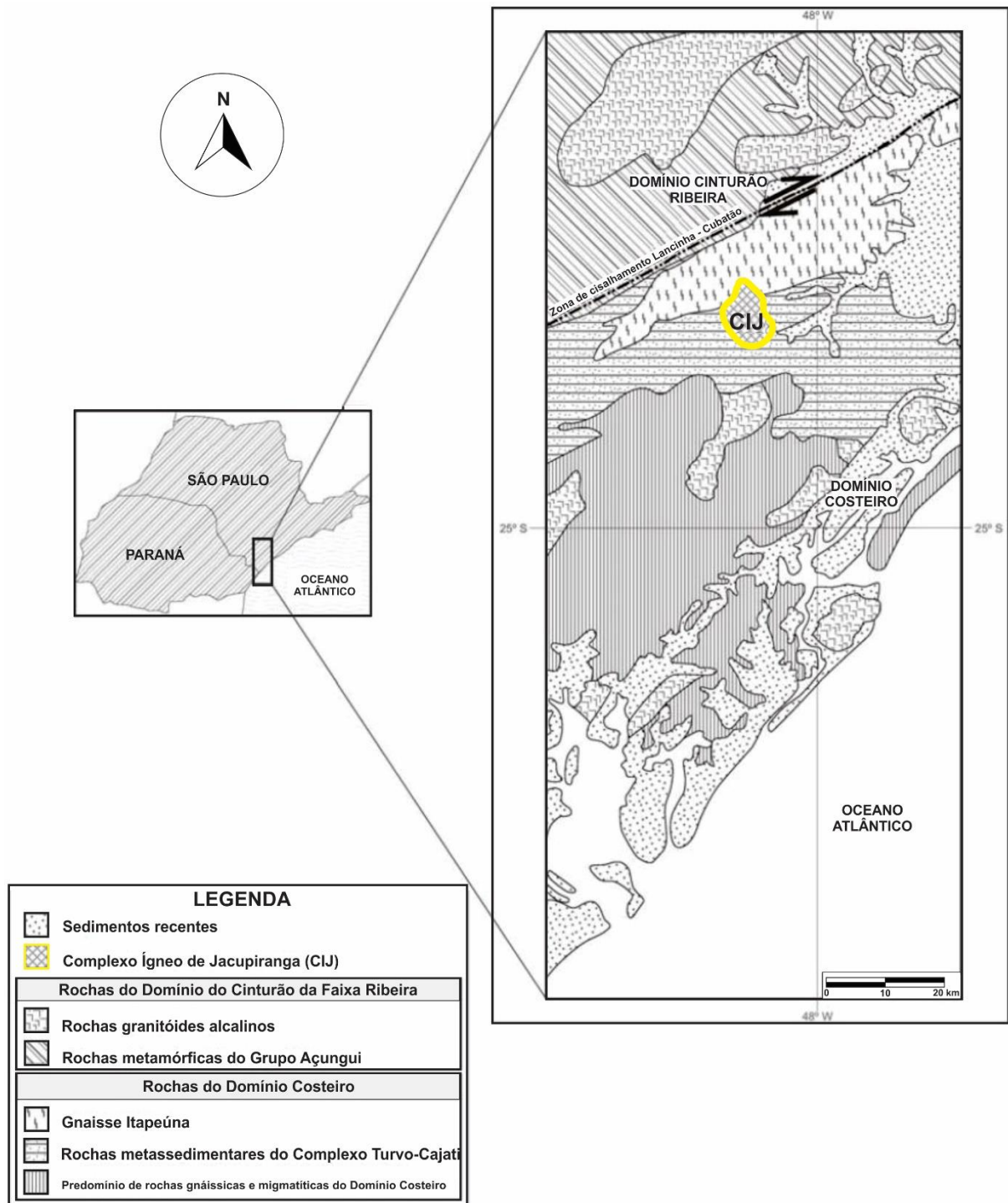


Figura 4 - Mapa geológico regional simplificado, com os domínios tectônicos em que está inserido o Complexo Ígneo de Jacupiranga - CIJ (modificado de Alves (2008) e Vasconcelos et al. (1999)). Este se localiza ao sul do estado de São Paulo, próximo à fronteira com o estado do Paraná.

2.1.1.1. COMPLEXO ÍGNEO DE JACUPIRANGA

De acordo com Alves (2008), o Complexo Ígneo de Jacupiranga (CIJ) foi descoberto em 1877 por H. E. Bauer. Em 1954, Melcher forneceu o primeiro mapeamento detalhado,

associado com descrições petrográficas das rochas do complexo, reconhecendo a presença dos carbonatitos e propondo que os mesmos foram intrudidos em dois eventos distintos.

Segundo Melcher (1954), o CIJ, com uma área exposta de aproximadamente 65 km², seria formado majoritariamente por duas intrusões ultramáficas: dunitos ao norte e clinopiroxenitos (jacupiranguitos) ao sul. Rochas alcalinas subordinadas e outras litologias estariam presentes no complexo em volumes menores.

Mais tarde, Gaspar (1991) agrupou as rochas do Complexo Ígneo de Jacupiranga em três categorias: 1) ultramáficas (dunitos, piroxenitos, carbonatitos, lamprófiros), 2) portadoras de nefelina (ijolitos e sienitos) e 3) portadoras de plagioclásio (gabros, dioritos e monzonitos). O mapa com algumas dessas unidades é mostrado na figura 5.

Essas rochas são geralmente pouco expostas e cobertas por um manto espesso de solo laterítico (Alves, 2008). Atualmente, as condições climáticas locais são favoráveis ao intemperismo dessas unidades, com a umidade geralmente acima de 80% e temperaturas subtropicais variando de 3°C a 39°C (média de 22°C) ao longo do ano (Vasconcelos *et al.*, 1999).

2.1.2. GEOLOGIA LOCAL

As unidades litológicas, hoje presentes no Complexo Mineroquímico de Cajati, possuíam no passado uma expressão topográfica bem marcada, que constituía uma elevação, denominada “Morro da Mina”. Essa elevação, originalmente, alcançava 225 m de altura (Brumatti, 2008). Atualmente, com a lavra a céu aberto, a cava atinge uma profundidade de 270 m abaixo do nível do mar (dado fornecido pela empresa Mosaic Ferlizantes).

A mina de Cajati está inserida em rochas carbonatíticas, mineralizadas com fosfato, situadas na região sul do Complexo Ígneo de Jacupiranga, como mostra a figura 5. Os carbonatitos ocorrem inserido em clinopiroxenitos (figura 6), que historicamente são denominados de Jacupiranguitos (Derby, 1891).

O corpo carbonatítico do Complexo Ígneo de Jacupiranga é um corpo intrusivo, com diâmetros aproximados de 1.000 m e 400 m e mergulho subvertical (Ruberti *et al.*, 2000). Tem uma forma elipsoidal alongada em vista de planta, com sua dimensão mais longa orientada na direção NNW (figura 6).

Os carbonatitos ali presentes intrudem apenas os clinopiroxenitos e afloram em uma área de aproximadamente 0,7 km² (Alves, 2008). Eles correspondem, predominantemente, a

uma sequência de intrusões em forma cilíndrica com seções transversais sub-circulares e diques relacionados. Ainda é possível destacar as zonas de xenólitos, caracterizadas por Burmatti (2008), que possuem sua gênese associada à interação da rocha encaixante com o magma carbonatítico.

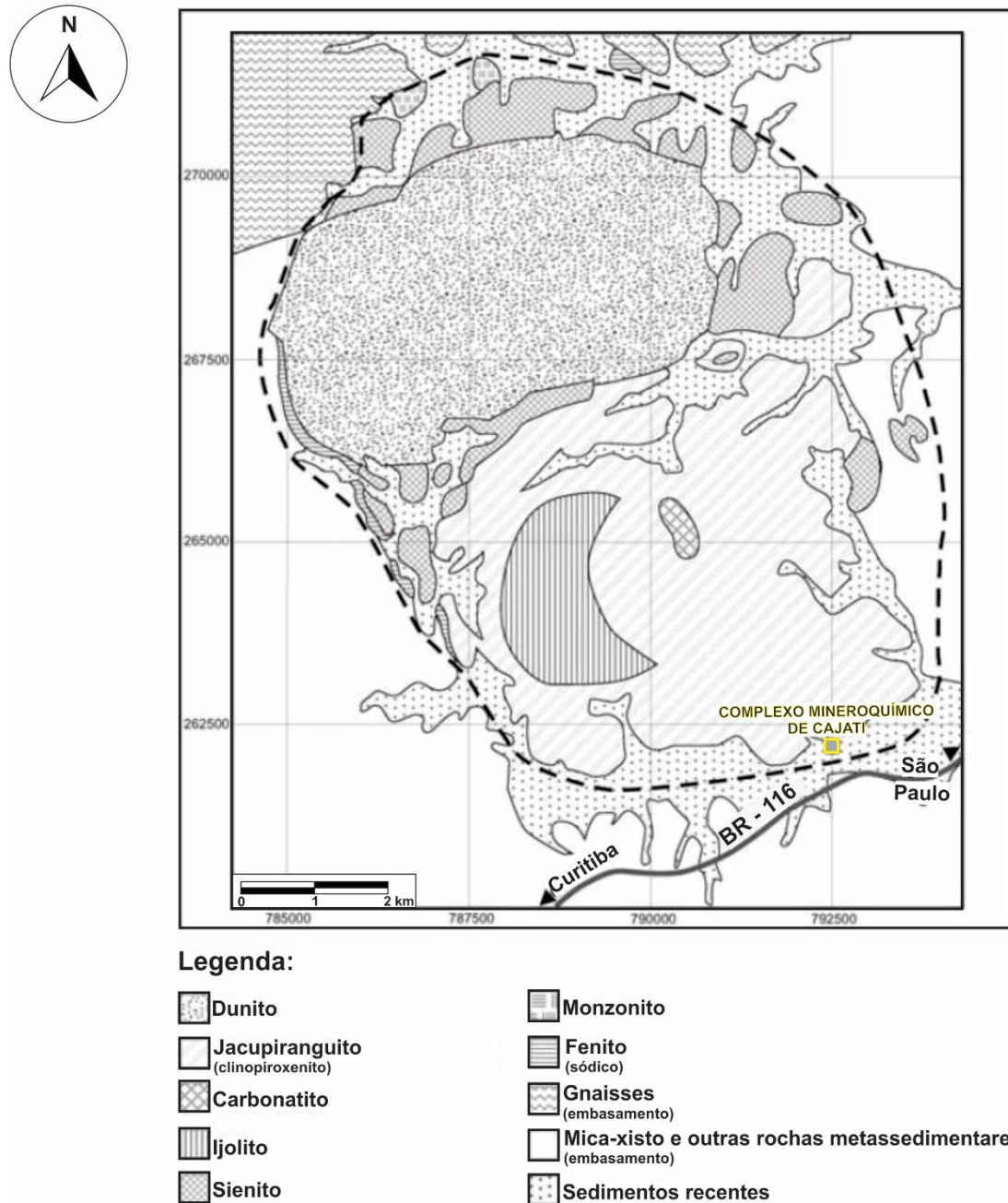
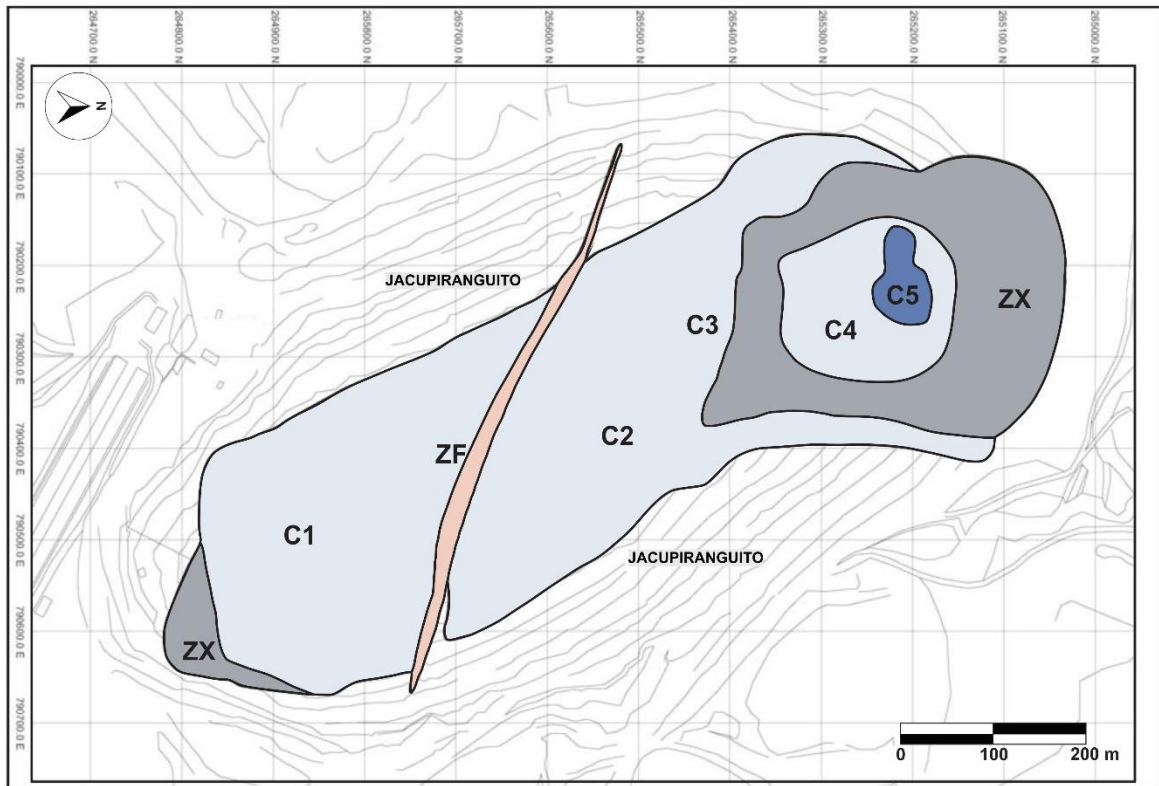


Figura 5 – Mapa geológico do Complexo Ígneo de Jacupiranga (modificado de Alves, 2008). O Complexo Mineroquímico de Cajati está localizado ao sul do complexo, como destacado.

Perfurações realizadas em operações cotidianas na mina de Cajati demonstraram que os carbonatitos se estendem em profundidade a pelo menos 400 m abaixo do nível do mar, com um ângulo de mergulho geral de 80°. Estruturas nos carbonatitos são representadas

principalmente por uma zona de falha orientada NNW, conjuntos de juntas e fraturas (Alves, 2008).



Legenda:

- ZF - Zona de cisalhamento (falha)
- ZX - Zonas de carbonatitos com xenólitos de jacupiranguito
- Carbonatito cálcico
- Carbonatito dolomítico
- C1, C2** - Intrusões carbonatíticas, definidas por Gaspar (1991)

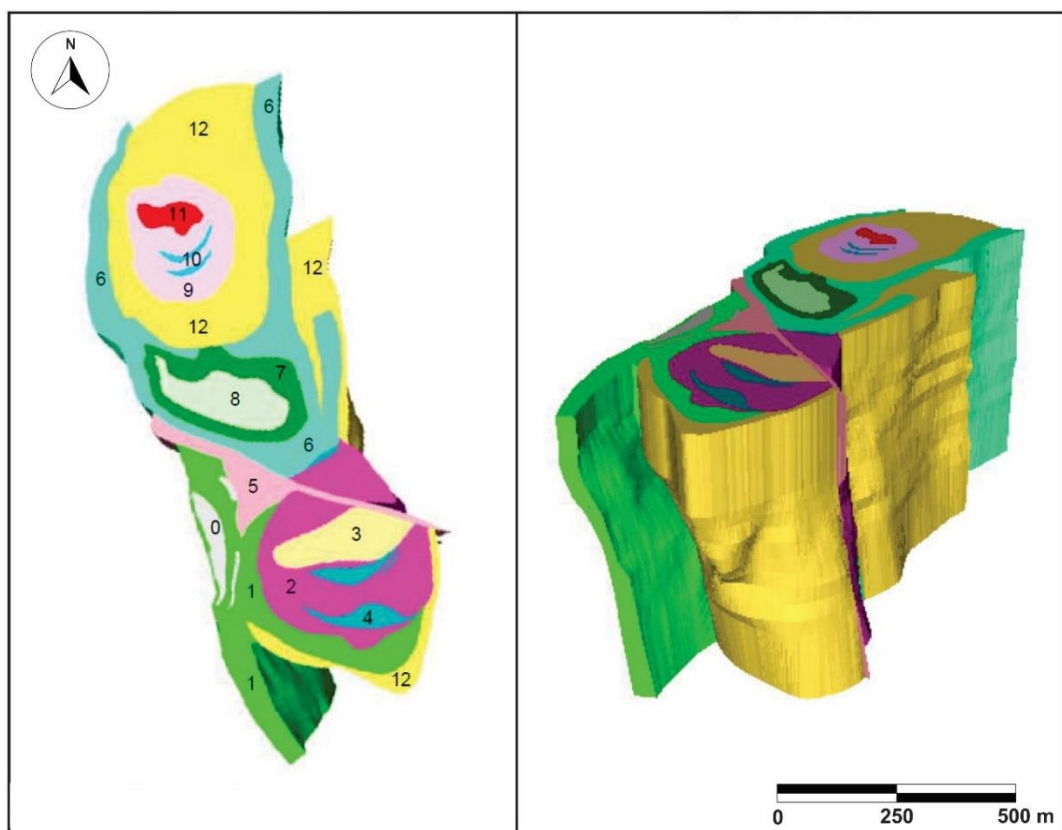
Figura 6 – Mapa geológico simplificado dos corpos carbonatíticos da mina de Cajati (modificado de Alves, 2008).

Gaspar (1991), baseado em dados petrológicos e estruturais concluiu que o corpo de carbonatito era composto de cinco intrusões sucessivas (C1 a C5), como mostrado no mapa da figura 6.

Devido à necessidade de reavaliação do depósito de Cajati, relacionada à otimização do planejamento de lavra, Saito *et al.* (2004) *apud* Brumatti (2008) realizaram um refinamento da divisão para o corpo carbonatítico, identificando no total 12 unidades geológicas ilustradas no mapa da Figura 7.

Os autores distinguiram 7 unidades exclusivamente carbonatíticas (1, 2, 3, 6, 7, 8 e 9), com presença de xenólitos nas regiões de contato com o jacupiranguito e as unidades de carbonatitos, além de um corpo carbonatítico dolomítico (11).

Correlacionando com o mapa de Gaspar (1991), as unidades carbonatíticas 1 a 3 equivalem à intrusão C1, as unidades 6 a 8 correspondem à intrusão C2, a unidade 6 também equivale à C3, a unidade 9 corresponde à C4, e o carbonatito dolomítico (11) corresponde à C5. Lentes métricas de foscoritos foram identificadas a norte e sul (4 e 10). Além da zona de xenólitos identificada por Gaspar (1991), foram identificadas outras duas regiões a leste e sul.



Legenda:

0 - Jacupiranguito

1 - Carbonatito Periférico Sul

2 - Carbonatito Calcítico Sul

3 - Carbonatito Oxidado

4 - Zonas com Foscoritos Sul

5 - Zonas de Falha

6 - Carbonatito Intermediário

7 - Carbonatito Foliado

8 - Carbonatito Branco

9 - Carbonatito Norte

10 - Zonas com Foscoritos NorteCarbonatito Periférico Sul

11 - Carbonatito Dolomítico

12 - Zonas de Xenólito

Figura 7 – Mapa geológico de detalhe (à esquerda) e modelo tridimensional (à direita) do corpo carbonatítico (modificado de Brumatti, 2008).

A Zona de Falha (5), de atitude N75W, subvertical com componente de cisalhamento sinistral, gerou variadas rochas de falha, como brechas, cataclasitos a *gouges*, além de permitir a alteração dos carbonatitos em diferentes intensidades.

A mineralização de apatita foi interpretada por Derby (1891) como produto de metamorfismo de contato entre jacupiranguito e carbonatito. Com a evolução da mina a céu aberto e a consecutiva remoção do manto de intemperismo, Melcher (1965) concluiu que o minério residual era originado a partir da alteração supergênica dos carbonatitos e sugeriu também a origem magmática dessas rochas. Com os sucessivos estudos na região, foi constatado que a mineralização está associada ao corpo carbonatítico, o qual apresenta interação com o jacupiranguito encaixante, principalmente nas regiões de contato (Brumatti, 2008).

2.2. O COMPLEXO MINEROQUÍMICO DE CAJATI

As atividades de mineração de fosfato começaram em 1943, e o concentrado de apatita tem sido continuamente produzido desde então (Alves, 2008). Atualmente, é realizado a extração e o beneficiamento de rocha carbonática para produção de concentrados para a indústria de fertilizantes e de cimento, caracterizando uma estrutura industrial verticalizada, abrangendo desde a extração do minério até a distribuição do produto final ao consumidor (Martinho, 2014).

A apatita, extraída a partir dos carbonatitos, é processada junto à mineração, em um complexo industrial adjacente, cuja localização encontra-se na figura 8. A partir do concentrado desse mineral, é gerado ácido fosfórico, comercializado e aplicado como matéria-prima carbonática para a obtenção de foscálcio (fosfato bicálcico), usado como suplemento mineral para alimentação animal, tendo como função equilibrar os níveis de cálcio e fósforo em rações. Subprodutos dessa etapa são reaproveitados para fabricação de fosfogesso e cimento, utilizados na construção civil, além de corretivos de solo, para uso agrícola (Martinho, 2014).

Com área de 17,91 km², o complexo Mineroquímico é composto por uma mina a céu aberto, planta de beneficiamento, plantas químicas, depósitos de estéril, pilha de gesso e magnetita e pelas barragens B1, B2, B12 e CIMPOR (figura 8). Também faz parte do Complexo a fábrica de cimento, localizada a jusante da barragem CIMPOR.

Atualmente, com exceção da fábrica de cimento, o Complexo Mineroquímico de Cajati é administrado pela empresa Mosaic Vertilizantes S.A. Entretanto, é importante salientar que o presente projeto teve início quando o complexo estava sob a administração da Vale Fertilizantes S.A. e por isso, a maior parte dos documentos aqui citados possuem vinculações com a mineradora Vale S.A.

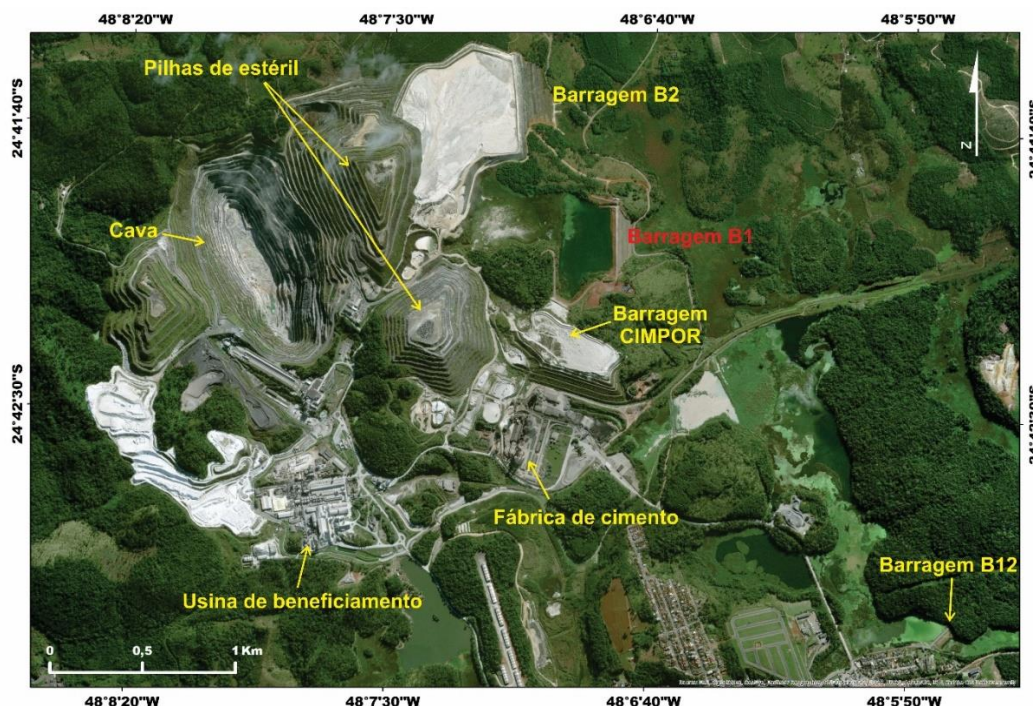


Figura 8 – Imagem de satélite (World Imagery BaseMap - ArcGis ESRI, 2018) mostrando a localização dos setores e das barragens presentes no Complexo Minerquímico de Cajati, com destaque para a Barragem B1, foco do presente trabalho.

A mina de Cajati, opera com teor médio de 12% de apatita (cerca de 5% P_2O_5) e produz em média 52.000t/mês de concentrado com 36% P_2O_5 , sendo a capacidade produtiva por ano de foscálcio igual a 634.993 toneladas (Brumatti, 2008).

2.3. DESCRIÇÃO DA BARRAGEM B1

2.3.1. DADOS GERAIS

A barragem B1, foco do presente estudo, pertence ao Complexo Minerquímico de Cajati. Como pode ser observado da figura 8, essa barragem está localizada ao norte do Complexo e posicionada a montante da barragem B12, tendo por finalidade reter as lamas do processo de beneficiamento de rocha carbonática. Sua função é garantir a clarificação das águas que compõem a polpa das lamas, e a passagem para jusante de um fluxo d'água límpido, estando dentro dos padrões ambientais legais (Geoconsultoria, 2017).

Através de comunicação pessoal com o setor de engenharia de processos minerais da Mosaic Fertilizantes S.A., foi alcançado os valores percentuais mineralógicos da lama de rejeito presente na barragem B1, que são: calcita (65,6%), dolomita (23,9%), apatita (7,2%), mica (1,2%) e outros compostos com percentuais inferiores. Além disso, foi informado que a

granulometria desta lama é essencialmente abaixo de 38 microns, e que apenas cerca de 4% está acima deste valor.

Para a geração do concentrado fosfático são gerados subprodutos, como magnetita, calcário calcítico e calcário dolomítico, que não são considerados rejeitos pois são parcialmente vendidos (Geoconsultoria, 2015).

É válido ressaltar que a barragem B12, localizada a SE do Complexo (figura 8), está posicionada a jusante da barragem B1, e de todo o Complexo, e por isso, recebe sólidos carregados pela drenagem da área do Complexo, através do Córrego Divinéia. Nessa barragem é feito o controle final dos resíduos antes do efluente ser destinado ao ambiente (Geoconsultoria, 2016).

2.3.2. ESTRUTURAÇÃO DA BARRAGEM B1

Segundo Geoconsultoria (2016), a barragem B1 foi construída com rejeitos de calcário, recobertos por camada de brita, com septo argiloso a montante, e vem sendo alteada em etapas.

As lamas do processo são descartadas na parte montante do vale, através de apenas um ponto de descarte, fazendo com que esta região seja ocupada por rejeitos de calcário, gerados na usina de concentração. Desse modo, o espelho d'água se localiza mais perto da crista (figura 9).

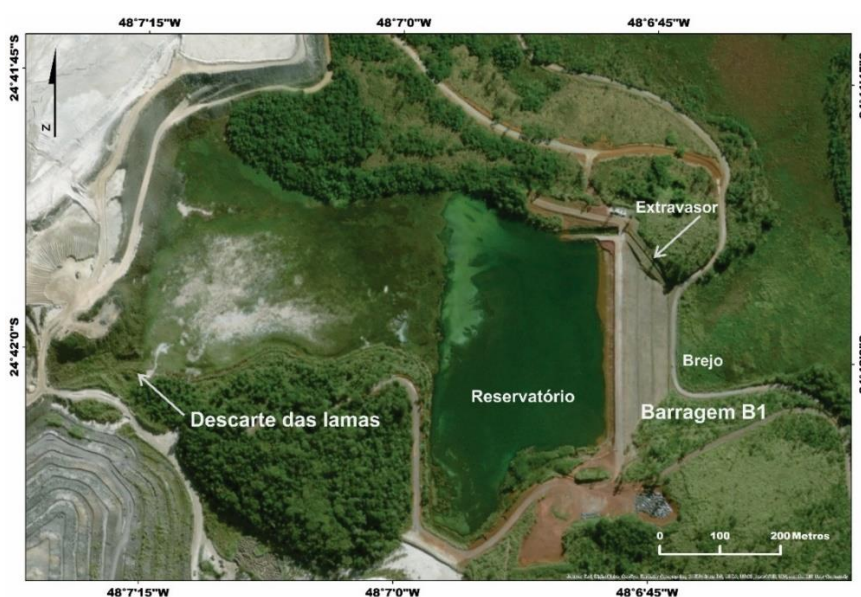


Figura 9 - Imagem de satélite (World Imagery BaseMap - ArcGis ESRI, 2018), que mostra o arranjo geral da Barragem B1.

2.3.2.1. HISTÓRICO DE CONSTRUÇÃO

A Barragem B1 vem sendo operada desde 1973, tendo sido construída em etapas, através de sucessivos alteamentos, com solo compactado e com rejeitos de calcário, pelo método de jusante e linha de centro até a cota 71 m. Os 2 últimos alteamentos, de 1 m cada, foram por montante. No momento em que foi realizada a aquisição geofísica para o presente trabalho, a cota da crista era 73 m (atingida em 2015), com altura total de cerca de 33 m e com o nível d'água na cota 69,00 m (Geoconsultoria, 2017).

A descrição dos alteamentos realizados é exposta a seguir, sendo os dados retirados de Geoconsultoria (2015).

O dique inicial da Barragem B1 foi executado, a princípio, em 1973, até a cota 49,1 m, o que corresponde a cerca de 15,0 m de altura. Segundo a Leme Engenharia (2016), sua execução foi realizada com solo, de seção homogênea, constituído por aterro argiloso, compactado e de cor vermelha e amarronzada, aparentemente sem nenhuma medida de drenagem interna, apenas com um enrocamento de pé de jusante. Na época, não foi removida a camada de solo aluvionar de 1 a 2 m de espessura, de características argilosas e consistência mole, que recobre a região da várzea.

Em 1992, a empresa de engenharia de projetos, Figueiredo Ferraz, elaborou o projeto de estabilização do aterro inicial. Com a barragem reforçada, houve posterior alteamento até a cota 52,1 m, sendo utilizado rejeito de calcário arenoso, havendo elevação de 3 m.

Em 1995, a Figueiredo Ferraz novamente, projetou um novo alteamento da barragem para jusante, até a cota 55,55 m. Esse alteamento teve características semelhantes ao anterior. O novo pé de jusante se aproximou na estrada que margeia a várzea a jusante, que foi executada com enrocamento, e que com a obra, foi deslocada para jusante.

Em 1999 foi projetado um novo alteamento, até a cota 60,5 m, desta vez pela Geoconsultoria, também uma empresa de engenharia de projetos. O maciço construído se apoiou no da etapa anterior, sendo o alteamento novamente a jusante. A montante foi executado um septo impermeável, o qual foi sustentado por um maciço de rejeitos de calcário, sendo estes depositados no reservatório como aterro de ponta. A jusante, foi feito um maciço também de rejeitos de calcário, porém neste caso, o material foi compactado. Entre este maciço e o antigo enrocamento de pé foi feito o preenchimento com um novo enrocamento, destinado a funcionar

como berma de estabilização. Foram instalados poços de alívio neste local, com vistas a melhorar as condições de estabilidade.

Em 2003, foi executado um novo alteamento, até a cota 65,0 m, projetado pela Geoconsultoria, e que seria o último alteamento para jusante na barragem. Este alteamento seguiu os mesmos critérios do alteamento anterior, com a instalação de 6 piezômetros elétricos na fundação para acompanhamento do desenvolvimento das pressões neutras.

Em 2008 foi feito pela Geoconsultoria um novo projeto de alteamento emergencial da barragem, em função do assoreamento do reservatório, em apenas 1,0 m, fazendo com que a crista atingisse a cota de 66,0 m. Este alteamento foi realizado apenas na crista, pela técnica de linha de centro, com solo argiloso compactado, e rejeitos de calcário lançados a montante.

Em 2009 foi realizado, também pela Geoconsultoria, o projeto de alteamento até a cota de 70,0 m, que seguiu os mesmos critérios dos alteamentos anteriores, ou seja, um alteamento para jusante, com instalação de 6 novos piezômetros elétricos na fundação, para acompanhamento do desenvolvimento de pressões neutras. No início das obras foi definido pelo alteamento até a cota 71,0 m, ou seja, mais 5,0 m no total.

Em 2013, a Geoconsultoria elaborou um projeto de alteamento emergencial da Barragem B1, o primeiro por montante, de apenas 1 m da crista, ou seja, para a cota 72,0 m. O alteamento por montante foi realizado com solo argiloso compactado sobre calcário a montante, nivelando a crista na cota 71,0 m, e depois a elevando para a cota 72,0 m, também com solo argiloso compactado. Ao final foi lançado calcário a montante.

Dificuldades para a implantação de uma nova barragem de lama, devido a questões ambientais, fizeram com que a Vale Fertilizantes S.A., na época, solicitasse um projeto de alteamento da Barragem B1 para a cota 73,0 m, contratando também, um projeto do alteamento por jusante até a cota 75 m.

Para o alteamento por montante para a cota 73,0 m foram realizadas novas investigações geotécnicas, inclusive na região do reservatório imediatamente a montante da barragem, e também no solo aluvionar argiloso, no talude de jusante. Com os novos dados foi elaborado um relatório, mostrando a viabilidade deste alteamento, com crista na cota 73 m. Este foi executado em 2015. A configuração final do alteamento para esta cota, correspondente ao momento em que foi realizada a aquisição geofísica do presente trabalho, é descrita no tópico a seguir.

O projeto conceitual de alteamento da Barragem B1 para a cota 75 m, por jusante, foi elaborado em fevereiro de 2014. O aterro com enrocamento, após a limpeza na área da várzea, irá avançar a jusante da estrada municipal, permitindo o desvio desta estrada para jusante, fornecendo a base para o alteamento da barragem até a cota 75 m. Se necessário, a partir do nível da estrada (45,0 m), poderá ser realizado um alteamento complementar, até a cota 80,0 m. Essa obra está em andamento no momento atual e ocorreu após a aquisição dos dados geofísicos.

Os sucessivos alteamentos supracitados estão sintetizados na Tabela 1. Na figura 13, onde está exibida a seção tipo da Barragem B1, os mesmos estão indicados através de linhas pontilhadas.

Tabela 1 – Listagem dos diversos alteamentos realizados da Barragem B1, com a indicação do ano em que foram realizados, da cota que foi atingida e do método de construção adotado (modificado de Geoconsultoria, 2015).

Ano	Etapas	Cota (m)	Método de construção
1973	Dique de partida	49,10	-
1992	1º alteamento	52,10	Jusante
1995	2º alteamento	55,55	Jusante
1999	3º alteamento	60,50	Jusante
2003	4º alteamento	65,00	Jusante
2008	5º alteamento	66,00	Linha de centro
2009	6º alteamento	71,00	Jusante
2013	7º alteamento	72,00	Montante
2015	8º alteamento	73,00	Montante
Em andamento	9º alteamento	75,00	Jusante

2.3.3. CONFIGURAÇÃO ATUAL

2.3.3.1. FUNDAÇÃO

Como citado anteriormente, a Barragem B1 está inserida na área de ocorrência do Complexo Ígneo de Jacupiranga.

Em Leme Engenharia (2016) demonstra que as investigações geológico-geotécnicas realizadas evidenciaram, na região das ombreiras da estrutura, a presença de uma camada

superficial constituída de solo coluvionar homogêneo, de textura argilosa, cor vermelha e com espessura aproximada de 4 m.

Já a jusante da barragem, na região de várzea, constatou-se que a mesma se apresenta recoberta por uma camada de rejeito carbonático, fino, saturado e de consistência muito mole (lama idêntica ao do reservatório da barragem), com 7 metros de espessura, que está acima de uma camada de solo aluvionar de consistência também mole (varia de 4 a 8 metros, ao longo do maciço).

Além disso, a montante da estrada municipal, situada no pé da barragem, verificou-se a presença de um aterro calcário com blocos de rocha, correspondentes ao estéril da mina.

Abaixo das camadas superficiais mencionadas acima, observa-se solo residual maduro de textura argilo-siltosa, micáceo. Este grada para um solo saprolítico, de textura arenosa fina a grossa, micáceo, compacto e com fragmentos da rocha original (~ 10 metros de espessura). Na base do perfil geotécnico da região observa-se rocha medianamente alterada a sã, de textura equigranular, medianamente a muito fraturada, com fraturas normalmente seladas de jacupiranguito.

A disposição desses materiais supracitados, é demonstrado, de modo simplificado, na figura 13.

2.3.3.2. MACIÇO

De acordo com Leme Engenharia (2016), devido aos sucessivos alteamentos, empregando inicialmente o método de jusante, utilizando rejeitos de calcário arenosos, e posteriormente, de 67,5 m até a cota 73 m, método de montante, com uso de aterro argiloso, o maciço da Barragem B1 se caracteriza por ser do tipo zoneado, com uma zona impermeável a montante (septo argiloso), sendo as partes de jusante e montante executadas abaixo da cota 67,5 m com material permeável constituído por rejeitos de calcário (figura 13).

A Barragem B1 possui 380 m de extensão e altura máxima de 33 m, sendo que a sua crista possui 6,5 m de largura e elevação de 73 m. A inclinação média do talude de jusante é de 1V:2,36H, com 3 bancos de 10 m de altura e bermas intermediárias de 2,5 m. A seção tipo do maciço (figura 13) mostra camada de rejeitos de calcário nos espaldares de montante e de jusante, com septo impermeável constituído de solo argiloso, também compactado. Já o seu reservatório formado possui capacidade total estabelecida em projeto de 5.482.139 m³, sendo que o seu volume aproximado no momento da aquisição dos dados geofísicos era de 5.301.026 m³ (Leme Engenharia, 2016).

É importante ressaltar que toda a face do talude a jusante da Barragem B1 possui proteção superficial revestida por vegetação (figura 10), sendo a única exceção o último trecho alteado, que apresenta falha na sua proteção superficial, com pequenos sulcos erosivos presentes no talude e com presença de material cascalhento lançado por toda sua extensão (figura 11).

Com relação ao talude a montante, observam-se sulcos erosivos superficiais mais evidentes, em função da falta de proteção superficial implementada (figura 11).

2.3.3.3. SISTEMA DE DRENAGEM INTERNA E SUPERFICIAL

Como dito anteriormente, durante a implantação do dique de partida na cota de 49 m, nenhuma medida de drenagem interna foi adotada, apenas um enrocamento ao pé do talude. Para os alteamentos subsequentes, o calcário depositado a jusante funcionava como filtro, caso houvesse percolação na região argilosa do barramento. Entretanto, com a mudança de concepção de alteamento a partir da cota 71 m, pelo método de montante e com uso de aterro argiloso, em vez de calcário, foi definida a implantação de um filtro de areia longitudinal ao eixo da barragem para garantir a estabilidade da estrutura. Este encontra-se em laranja na seção tipo apresentada na figura 13.

Adicionalmente, ocorre a presença de um filtro vertical de areia associado a um tapete drenante formado por brita corrida que está interligado ao enrocamento do dreno de pé da estrutura, sendo que tal sistema de drenagem interna foi executado durante o alteamento da estrutura para a cota 55,5 m.

O sistema de drenagem superficial existente tem função de captar e escoar as águas de chuva que precipitam sobre as bermas e talude e conduzi-las para o talvegue a jusante da barragem. Este é constituído por canaletas meia cana de concreto, com seção trapezoidal, implantadas nas bermas junto aos taludes e nas laterais do maciço, para transferência das vazões coletadas nas bermas para a parte inferior da estrutura. Essas estruturas estão destacadas pela cor azul na planta da Barragem B1 (figura 12). Ressalta-se que na berma superior, imediatamente abaixo do último alteamento, não foram implantadas canaletas de drenagem.



Figura 10 – Aspecto do talude de jusante da Barragem B1.



Figura 11 – Aspecto do talude de montante da Barragem B1. Nota-se a ausência de proteção superficial, como gramíneas ou enrocamento.

2.3.3.4. SISTEMA EXTRAVASOR

De acordo com Geoconsultoria (2017), o sistema extravasor, localizado na ombreira esquerda da barragem (figura 12), é composto por um canal escavado em terreno natural, com seção trapezoidal, sem revestimento, com largura de 3,5 m e taludes com inclinação de 1V:1H. Esses canais se distribuem de modo quase horizontal para fins de captação de fluxo d'água. Estes são seguidos de trecho revestido em concreto armado, compondo o canal de descarga a céu aberto, com 2,7 m de largura, também quase horizontal, que continua com canal em degraus, até a restituição do fluxo de água ao vale situado a jusante.

O canal de aproximação situa-se na cota 68 m, enquanto a soleira do extravasor está fixada na cota 69 m e o canal de descarga se inicia na cota 68 m e termina na cota 43 m, que desemboca numa caixa situada a montante da travessia da estrada no pé da barragem.

Adicionalmente, há um sistema de sifonamento junto à ombreira direita (em roxo na figura 12), levando água para o reservatório da Barragem 12. Só há fluxo de água pelo extravasor quando ocorre algum problema no sifonamento.

2.3.3.5. MONITORAMENTO GEOTÉCNICO

O monitoramento geotécnico da Barragem B1 se caracteriza por inspeções de campo, com ênfase no maciço da barragem e no sistema extravasor existente, e nas medições dos equipamentos de instrumentação instalados (Leme Engenharia, 2016).

De acordo com o documento Leme Engenharia (2016), o monitoramento da Barragem B1, por meio de instrumentação instalada, é constituído por 1 piezômetro Casagrande, 6 piezômetros elétricos, 13 indicadores de nível d'água (INAs), 9 marcos superficiais, 1 régua graduada instalada no próprio reservatório para medição do nível d'água e 1 pluviômetro.

As inspeções de campo são realizadas com periodicidade quinzenal, enquanto as leituras dos instrumentos seguem uma periodicidade específica para cada tipo de instrumento instalado, sendo ambas as atividades realizadas pela própria equipe técnica da Mosaic Fertilizantes S.A. Ressalta-se que os dados obtidos durante as inspeções de campo são registrados em uma Ficha de Inspeção Regular (FIR) que é inserido no Plano SIGBAR Monitora (plano interno de monitoramento de barragens).

Além disso, uma avaliação mensal de segurança de todas as barragens do Complexo é feita pela empresa Geoconsultoria, que emite um relatório técnico mensal que contempla a

interpretação das leituras dos instrumentos instalados, avaliação das inspeções quinzenais de campo realizadas e do próprio Plano de Ação SIGBAR existente para o complexo. A partir do conjunto desses dados, é feita a avaliação da segurança da barragem, assim como são estabelecidas recomendações de ações específicas para manutenção ou melhoria das condições da segurança das referidas estruturas avaliadas.

Para o presente trabalho, devido a melhor distribuição no maciço da barragem B1, foram utilizados somente os dados dos INAs, a fim de realizar correlações com os dados geofísicos. A listagem dos INAs, assim como alguns valores numéricos descritivos desses instrumentos, como comprimento e cota da boca do tubo, encontra-se na Tabela 2. A localização dos mesmos, encontra-se na planta da barragem (figura 12) e na seção tipo CC' (figura 13).

Tabela 2 – Relação de Indicadores de Nível d'água (INAs) instalados na Barragem B1.

Identificação do Instrumento	Cotas de Instalação (m)		Comprimento (m)
	Boca do Tubo	Cota do N.A.	
INA 01	72,89	52,18	25,00
INA 02	72,95	seco	29,50
INA 03	61,42	40,27	24,64
INA 04	73,22	seco	30,06
INA 05	61,18	40,21	28,08
INA 06	73,43	seco	29,78
INA 07	61,07	40,25	27,67
INA 08	73,19	51,66	25,00
INA 09	60,18	seco	9,07
INA 10	60,25	seco	8,35
INA 11	50,51	39,78	16,10
INA 12	50,52	40,02	16,28
INA 13	50,31	40,28	15,55

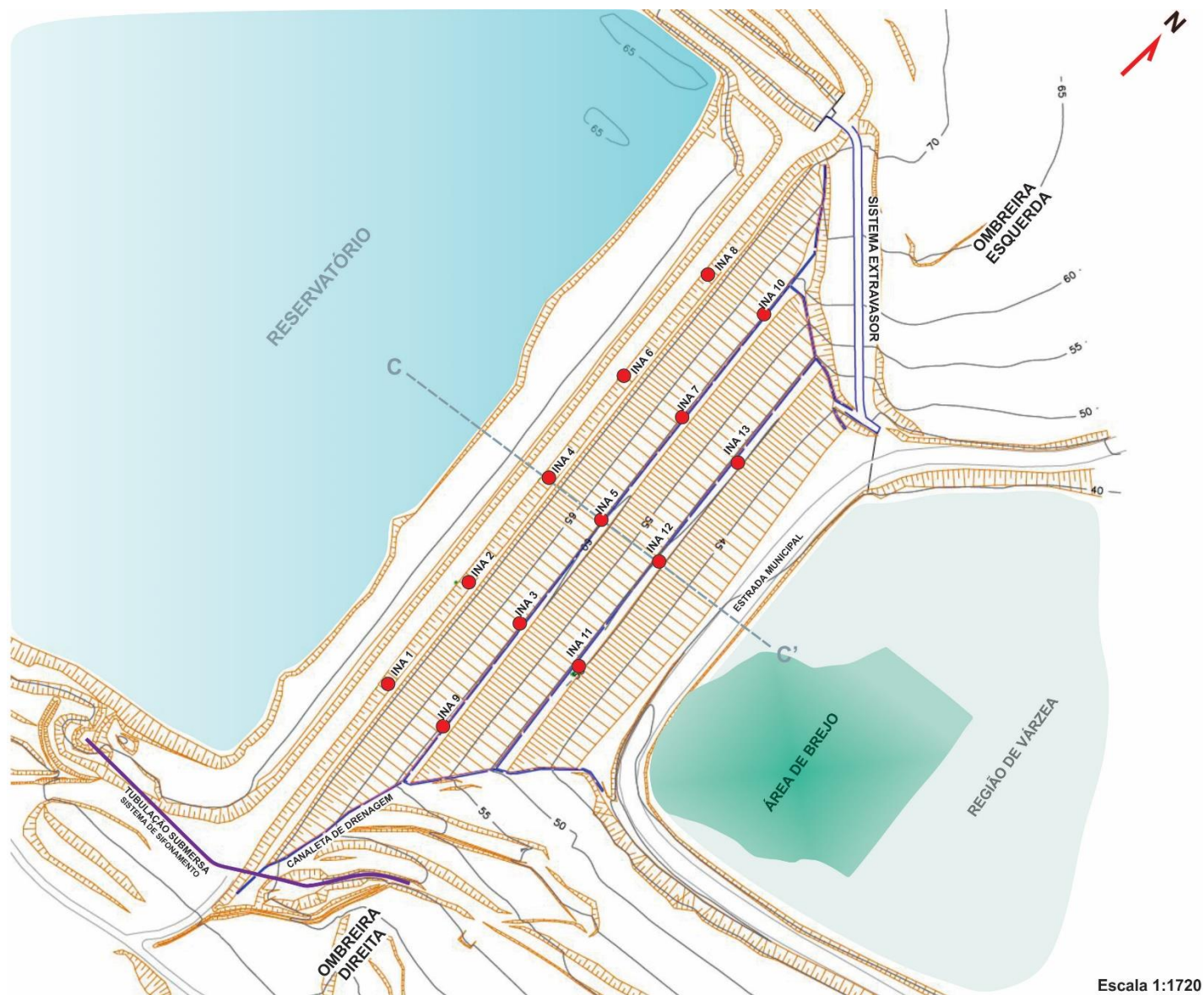


Figura 12 - Planta da Barragem B1, baseada em dados fornecidos pela Mosaic Ferlizantes S.A.

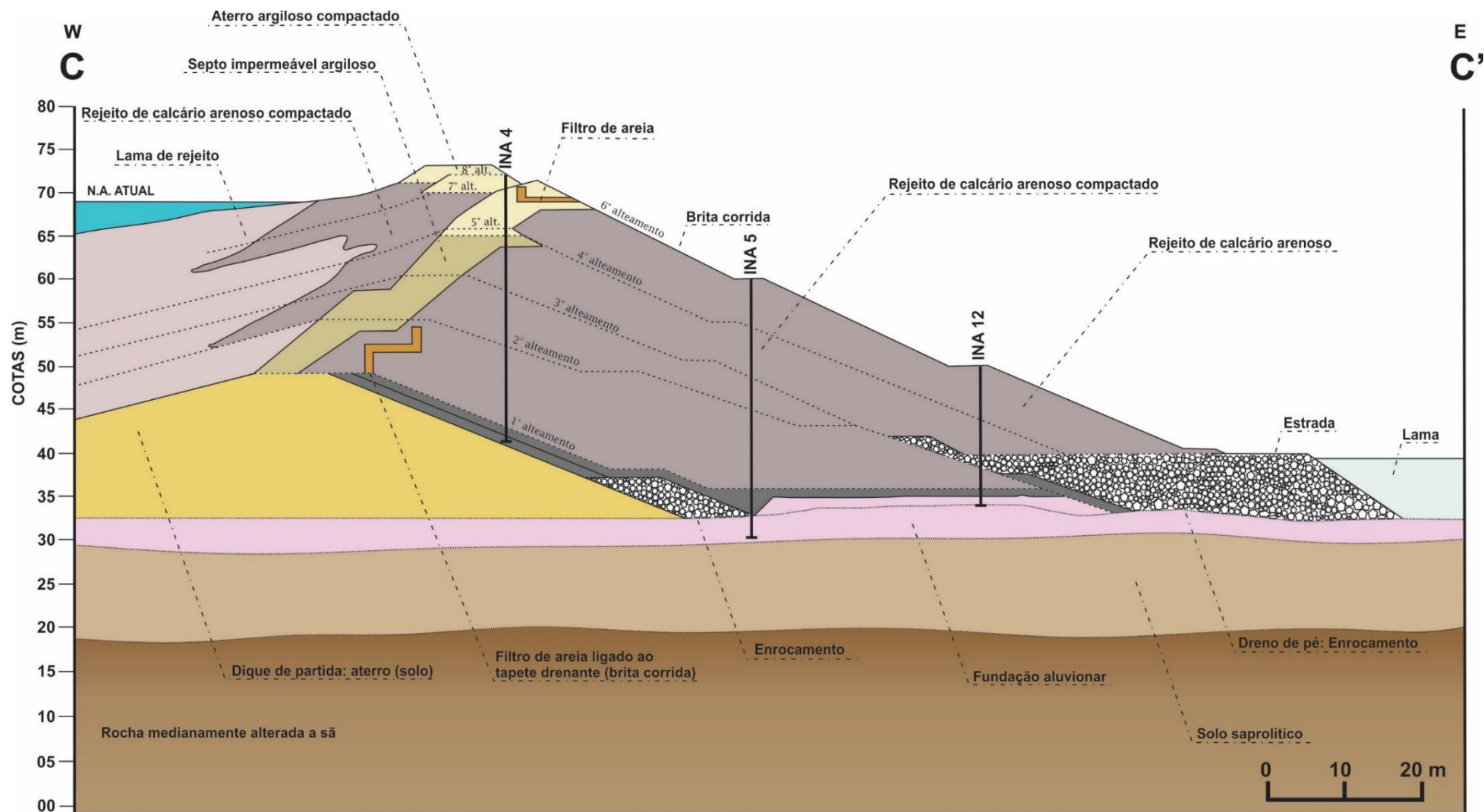


Figura 13 - Seção tipo da Barragem B1, de orientação E – W, baseado em dados contidos em Geoconsultoria (2016). A localização da seção no maciço encontra-se na figura 12.

3. METODOLOGIA

Para a investigação geofísica realizada na barragem B1, foram utilizados métodos elétricos, eletromagnéticos - GPR (*Ground Penetrating Radar*), batimetria e perfilagem sísmica. Este trabalho irá abranger os resultados geofísicos obtidos pelos métodos elétricos.

3.1. MÉTODOS ELÉTRICOS

As técnicas geofísicas que envolvem a detecção de efeitos produzidos por fluxos de corrente elétrica no substrato são denominadas de métodos elétricos (Telford *et al.*, 1990).

Segundo Dentith & Mudge (2014), existe uma enorme variedade destes, que irão responder às propriedades elétricas dos materiais em subsuperfície. Alguns são métodos de pesquisa passivos, que fazem medições de campos elétricos que ocorrem naturalmente e usam equipamentos de pesquisa bastante simples. Outros são métodos ativos, que transmitem um sinal para a subsuperfície e usam equipamentos sofisticados multicanais para derivar múltiplos parâmetros relacionados às propriedades elétricas do subsolo.

Métodos elétricos incluem a eletrorresistividade, polarização induzida e potencial espontâneo (Telford *et al.*, 1990). Com exceção do método de potencial espontâneo, que mede o potencial natural em subsuperfície, todos os outros dependem da transmissão elétrica da corrente para o solo (Dentith & Mudge, 2014).

Todos os métodos supracitados foram utilizados no presente trabalho, e adquiridos através da técnica sondagem elétrica multieletrodo, usualmente denominada de caminhamento elétrico. Estes métodos serão melhor descritos a seguir.

3.1.1. ELETORRESISTIVIDADE (ER)

Os materiais presentes na crosta terrestre apresentam como uma de suas propriedades físicas a resistividade elétrica. Esta, de modo simplista, pode ser definida como uma medida de dificuldade que uma corrente elétrica encontra ao percorrer um material (Braga, 2006).

De acordo com a Lei de Ohm, a relação entre a resistividade (p) e a resistência (R) de um corpo condutor homogêneo (cilíndrico ou prismático), é dado pela equação:

$$R = \rho \frac{L}{S}$$

Onde, L é o comprimento e S a área da seção transversal do corpo, como mostra a figura 14. A magnitude p é uma variável que depende das propriedades físicas do material em questão e recebe o nome de resistividade. Desse modo, é possível definir a resistividade do corpo como sendo:

$$\rho = R \frac{S}{L}$$

Como a dimensão da resistividade é produto de uma resistência elétrica por um comprimento, a unidade da resistividade no Sistema Internacional de Unidades é ohm.m.

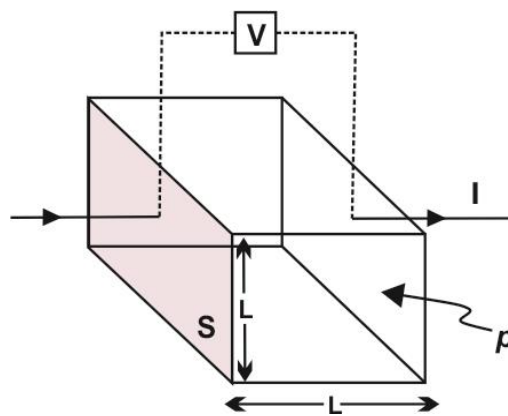


Figura 14 – Definição básica de resistividade através de um bloco de comprimento L , seção transversal S , com uma corrente aplicada I e potencial V entre seus lados opostos. A variável p depende das propriedades físicas do material (adaptada de Reynolds, 2011).

Nas rochas, e suas variações intempéricas, os mecanismos pelos quais a corrente elétrica se propaga, são caracterizados pela sua condutividade σ , medida em siemens/m, que numericamente pode ser expressa como o inverso da resistividade (Braga, 2006):

$$\sigma = \frac{1}{\rho}$$

Sendo então a facilidade com que uma corrente elétrica possui ao percorrer o material (Dentith & Mudge, 2014).

De acordo com esses autores, os mecanismos de propagação de correntes elétricas que ocorrem através da matriz da rocha, requerem que minerais condutivos estejam interconectados ou através de fluidos no material, o que requer espaço de poros interconectados. Braga (2016) denominou esses mecanismos de condutividade

eletrônica e iônica, respectivamente. A condutividade eletrônica ocorre em metais e materiais semi-condutores, sendo a sua resistividade governada pelo modo de agregação dos minerais e o grau de impurezas. Já a condutividade iônica ocorre em eletrólitos sólidos (dielétricos) e líquidos e deve-se ao deslocamento dos íons existentes em fluidos presentes nos poros do substrato rochoso, sedimentos inconsolidados ou fissuras nas rochas.

Uma vez que a estrutura da barragem B1 contém materiais semi-condutores em sua estrutura (argila e calcário), ambos os mecanismos de condutividade influenciam na aquisição elétrica.

Ainda de acordo com Braga (2016), a resistividade nos materiais que possuem a condutividade iônica como principal mecanismo de condução elétrica, possui uma relação indireta com a quantidade de água, a natureza dos sais dissolvidos e da porosidade total comunicante (a água contida em poros isolados tem pouca importância). Consequentemente, a resistividade permite caracterizar o estado do substrato dentro do ambiente geológico em termos de alteração, fraturamento, saturação sem a necessidade de métodos diretos de investigação.

Lago *et al.* (2006), complementa, e afirma que a resistividade pode também ser influenciada pela composição mineralógica do substrato. Entretanto, Dentith & Mudge (2014) pontuam que os minerais formadores de rocha exercem pouca influência sobre as propriedades elétricas das rochas. Pois, apesar de individualmente os minerais serem razoavelmente consistentes em suas características elétricas, em um agregado, como ocorre na natureza, a variação total de suas resistividades é muito maior (Braga, 2016). Por isso, as propriedades elétricas das rochas são extremamente variáveis e difíceis de serem previstas.

Esse fato pode ser observado na Figura 15. Grupo de minerais ou até mesmo minerais individuais possuem um considerável intervalo de variedade em suas condutividades e resistividades. Dentith & Mudge (2014) apontam que existe pouco consentimento entre os autores em relação a esses intervalos de resistividade. Esses autores explicam que tamanha diferença ocorre devido a diferentes métodos de mensuração, como por exemplo: se cristais individuais ou agregados foram testados; se houve algum controle dos efeitos de rachaduras e até pequenas quantidades de impurezas e defeitos de rede em cristais individuais; se houve um estudo da variação nas

propriedades elétricas relacionadas à direção do fluxo de corrente através de cristais individuais ou da amostra como um todo, ou seja, anisotropia elétrica.

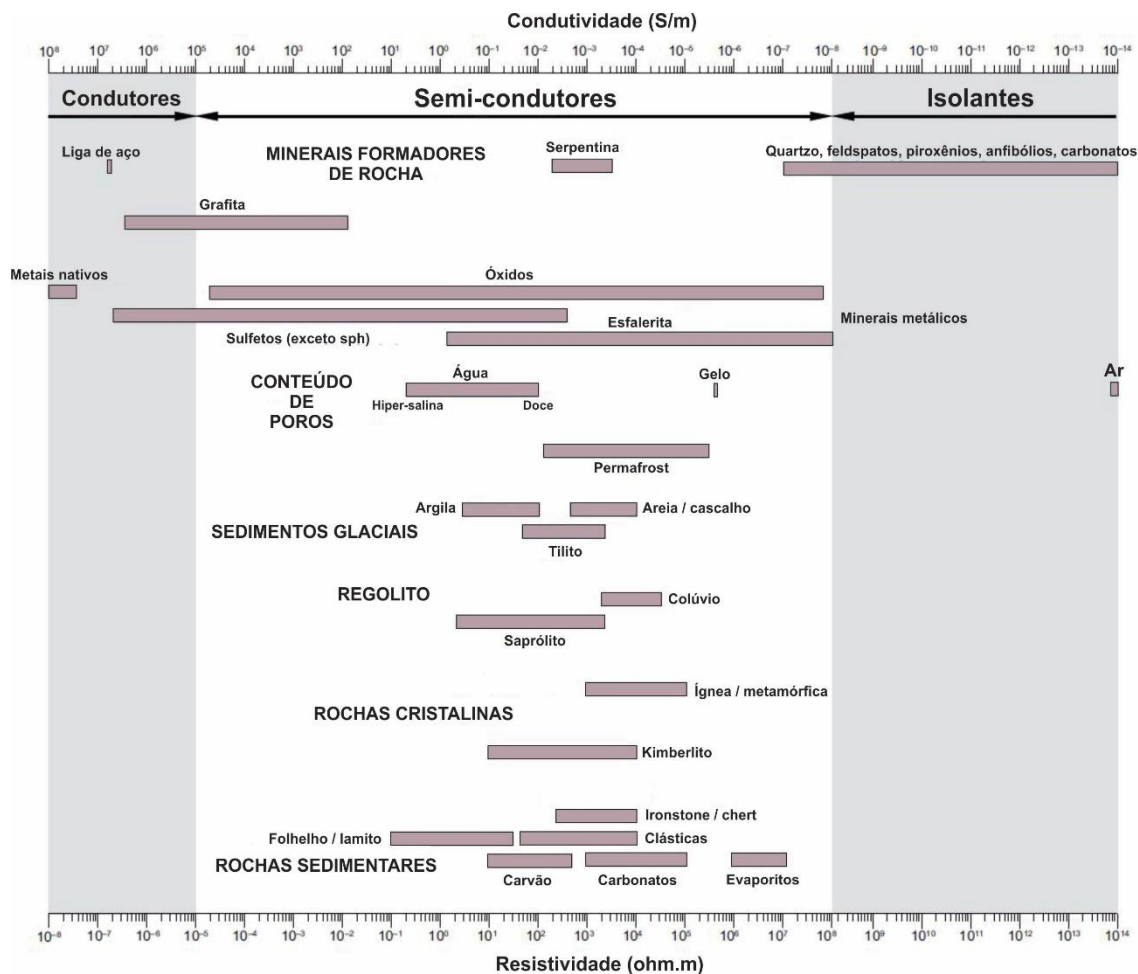


Figura 15 - Intervalos típicos de condutividade / resistividade para alguns minerais comuns, tipos de rochas e materiais próximos à superfície. Dados compilados de várias fontes publicadas, retirados de Dentith & Mudge (2014). Observa-se que a escala é logarítmica e abrange 22 ordens de grandeza.

Por conseguinte, Braga (2016) afirma que para se efetuar uma correlação adequada com a geologia, em uma determinada área de estudo, é de suma importância a localização geográfica e o entendimento da geologia local em termos estratigráficos.

Sendo assim, o método geofísico de eletrorresistividade (ER) é baseado na determinação da resistividade elétrica dos materiais (Reynolds, 2011). Este é amplamente utilizado, devido à grande variabilidade de aplicações de pesquisa, como mineração, geologia de engenharia, hidrogeologia e estudos ambientais (Lago *et al.*, 2006).

Esse método emprega a emissão de uma corrente elétrica artificial introduzida no terreno através de dois eletrodos de corrente (denominados A e B) com o objetivo de

medir o potencial gerado em outros dois eletrodos de potencial (denominados M e N) nas proximidades do fluxo da corrente (Telford *et al.*, 1990), evidenciado na Figura 16, e por fim, calcular a resistividade do terreno.

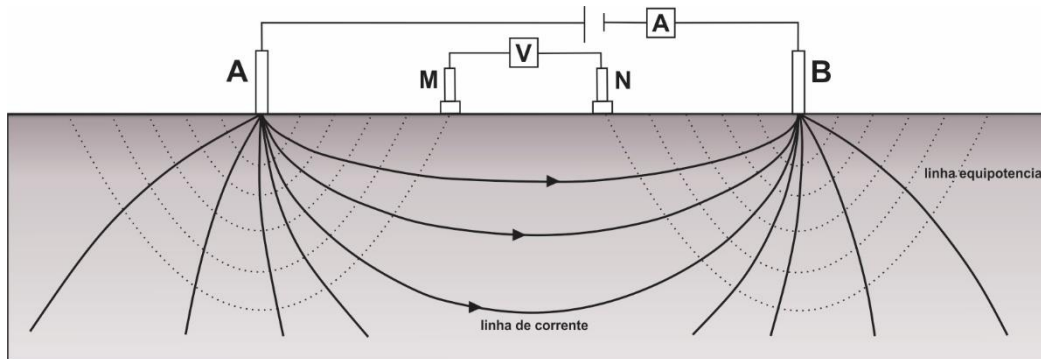


Figura 16 - Desenho esquemático, ilustrando o funcionamento do método de eletrorresistividade, em que o par de eletrodos AB correspondem ao circuito de corrente e o par de eletrodos MN correspondem ao circuito potencial. A linha preenchida representa a corrente elétrica, enquanto a linha pontilhada representa as superfícies equipotenciais (adaptada de Braga, 2006).

Para a determinação da resistividade, é necessário o cálculo da diferença de potencial (ΔV) entre os eletrodos M e N acima mencionados. Para isso, calcula-se o potencial resultante do campo elétrico nos eletrodos M e N (V_M e V_N), usando as fórmulas de Ohm a seguir, supondo um meio homogêneo e isotrópico:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \text{ e } V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

Onde I é a intensidade da corrente elétrica introduzida no subsolo, ρ a resistividade que o meio oferece a propagação dessa corrente e AM, BM, NA, BN a distância entre esses eletrodos. A diferença de potencial medida no equipamento será:

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N$$

E que, portanto, pode ser escrita sob a forma:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

Entretanto, a realidade no subsolo corresponde a um meio heterogêneo, composto por grande variabilidade de materiais, ocasionando em variações de ΔV devido às variações de ρ no meio em função desta heterogeneidade dos materiais geológicos.

Logo, o ΔV obtido em um meio homogêneo, será distinto daquele adquirido pelo mesmo arranjo de eletrodos em um meio heterogêneo, como indica a Figura 17.

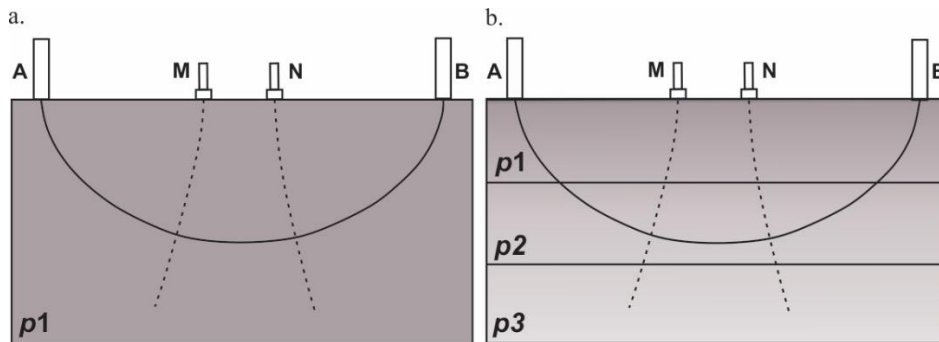


Figura 17 – Representação de medições de resistividade em meio homogêneo (a) e heterogêneo (b), (adaptada de Braga, 2006)

Por isso, a medida de ΔV representa uma média ponderada de todas as resistividades verdadeiras em um volume de material em subsuperfície. Sendo assim, ao se efetuar os cálculos pertinentes, obtém-se uma resistividade aparente, ρ_a , também medida em ohm.m, que é possível calcular mediante a seguinte equação:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

Onde K corresponde ao fator geométrico, que foi definido de acordo com o arranjo utilizado (Koefoed, 1979), dado por:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

Em outras palavras, esse coeficiente é dependente das posições de injeção de corrente e de medida do potencial. Dentith & Mudge (2014) afirmam que o K é o coeficiente responsável por remover os efeitos geométricos das medições elétricas realizadas, para obter o equivalente que resultaria de um cubo unitário do material, tornando possível fazer uma declaração significativa sobre o quanto uma substância se opõe à passagem da corrente elétrica.

O termo “resistividade aparente” provem do fato de se assumir que as medições são feitas em um subsolo eletricamente homogêneo, que como dito anteriormente, é improvável de ocorrer naturalmente. Transformar um conjunto de dados de resistividade aparente na verdadeira distribuição de resistividade da subsuperfície é o objetivo

fundamental no decorrer dos procedimentos de inversão dos dados (Dentith & Mudge, 2014).

Segundo Reynolds (2011), a aquisição de dados elétricos pode ser realizada através de técnicas como sondagem elétrica vertical, sondagem elétrica multieletrodo e perfilagem elétrica de poço, as quais possuem inúmeras configurações eletródicas, conferindo ao método um elevado grau de versatilidade. A aquisição dos dados de resistividade realizada no presente trabalho será detalhada no tópico “Planejamento e Aquisição de Dados”.

3.1.2. POLARIZAÇÃO INDUZIDA (IP)

A fim de entender o funcionamento do método de Polarização Induzida (IP), é necessário entender alguns princípios básicos do efeito capacitância. Dentith & Mudge (2014), definem um capacitor como um elemento de circuito capaz de armazenar carga elétrica. Este compreende dois materiais condutores, como placas, de grande área superficial, com um material isolante intermediário. Como as placas condutoras não estão em contato elétrico, a carga pode ser armazenada em suas superfícies.

Desse modo, um capacitor armazena cargas elétricas em suas placas, cada uma com polaridades opostas (positivo e negativo) e carregadas com um número igual de cargas. A distribuição desigual de cargas significa que o capacitor é eletricamente polarizado. As cargas fluem para o capacitor a partir do potencial aplicado por meio de um processo conhecido como carregamento (Figura 18a).

Ainda segundo os mesmos autores, um capacitor também é limitado na quantidade de carga que pode armazenar. Leva tempo para o capacitor carregar completamente, e uma vez que isso ocorre, a corrente para de fluir no circuito. Quando o potencial aplicado é desconectado, o capacitor mantém essa carga, desde que as cargas não tenham caminho pelo qual fluir.

Conectar um circuito externo através do capacitor fornece um caminho para a corrente, fazendo com que as cargas sejam conduzidas pelas forças mutuamente repulsivas que atuam entre as cargas semelhantes em cada placa. Esse fluxo de corrente descarrega o capacitor (Figura 18b).

O tempo que o capacitor leva para carregar e descarregar depende do tamanho (capacitância) do capacitor e da resistência do circuito externo conectado a ele.

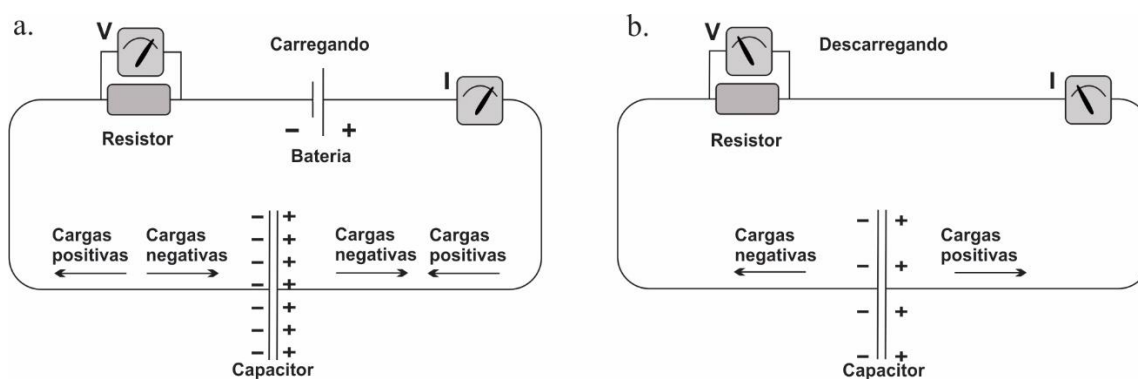


Figura 18 - Propriedades de capacitância ilustradas através de um metal condutor através do armazenamento (carregamento) de carga (a) e a subsequente descarga de cargas elétricas (b), (adaptado de Dentith & Mudge, 2014).

Segundo Dentith & Mudge (2014), quando uma diferença de potencial é aplicada a uma rocha, as cargas de polaridade oposta se concentram em diferentes partes da rocha, fazendo com que ela seja polarizada e exiba um comportamento semelhante aos capacitores supracitados. Quando este potencial é removido, os constituintes das rochas, assim como os capacitores, descarregam pelo movimento das cargas polarizadas através das vias elétricas circundantes. O movimento das cargas é dificultado pela resistência elétrica das vias. É este decaimento de voltagem que é medido pelo método de polarização induzida (em inglês, *Induced Polarization*, IP).

Segundo Reynolds (2011), existem quatro sistemas de medição de polarização induzida: no domínio do tempo, no domínio da frequência, no domínio de fases e no IP espectral. No presente trabalho a técnica de medição utilizada foi a no domínio do tempo, e por isso, será detalhada a seguir, de acordo com Reynolds (2011) e Dentith & Mudge (2014).

No domínio do tempo, o transmissor liga-se alternadamente, produzindo uma corrente constante e depois desligando-a. Um gráfico do sinal do transmissor é uma onda quadrada (Figura 19a). É possível notar que a polaridade da corrente é invertida entre os sucessivos ciclos "on" para cancelar os efeitos da polarização residual e reduzir os efeitos das correntes de terra e telúricas.

A duração dos períodos ligado (*on*) e desligado (*off*) é selecionada após os testes de campo antes do início da pesquisa. Como dito anteriormente, leva-se tempo para que a polarização elétrica ocorra, portanto, o tempo de ativação deve ser longo o suficiente

para obter a polarização necessária para executar as medições em campo. O tempo ligado e desligado normalmente está na faixa de 1 a 4 segundos, tendo como média 2 segundos.

A Figura 19B mostra a variação no potencial medido quando o subsolo é eletricamente polarizável. Quando a corrente é ligada, o potencial imediatamente aumenta acentuadamente, e depois mais lentamente, antes de atingir um valor estável. Isso é conhecido como tensão primária (V_p) e é usado para o cálculo da resistividade aparente. O aumento gradual está associado ao "carregamento" do capacitor de subsuperfície.

Quando a corrente transmitida é desligada, ocorre o inverso, isto é, há uma queda acentuada inicial no potencial e depois uma queda gradual. Essa tensão secundária (V_s) depende das propriedades de polarização do solo e está associada à "descarga" do capacitor. É a medida desse decaimento que é a base do método IP no domínio do tempo.

A medição da tensão secundária em decaimento consiste em várias medições discretas de tensão nos tempos de queda selecionados (M_1 , M_2 , M_3 , etc representados na figura 19b). Normalmente, as medições são uma média feita em intervalos de tempo muito pequenos, ou canais, de modo que eles representem aproximadamente a área sob a curva de decaimento para cada canal de medição. A amplitude da tensão secundária depende da amplitude da tensão primária. A tensão primária dependerá da resistividade subsuperficial e da corrente transmitida.

Para compensar isso, a tensão de decaimento para cada canal é normalizada (dividida) pela tensão primária. Este valor alcançado é conhecido como a cargabilidade (M) e possui dimensões de tempo, sendo usualmente utilizada a unidade de medida em milissegundos (msec). O valor de M depende do período de medição e também da largura do pulso transmitido (PWM)*, se tornando maior à medida que esses parâmetros aumentam.

Todo o ciclo de decaimento da polarização é repetido várias vezes para que as tensões primárias e secundárias possam ser empilhadas, ou calculadas em média pelo receptor, após a correção da polaridade variável da corrente, para melhorar a relação sinal-ruído das medições. Instrumentos modernos podem medir o decaimento secundário em um grande número de canais para fornecer uma definição precisa do mesmo. Além disso, o tempo-largura dos canais (M_1 , M_2 , M_3 , etc na Figura 19b) pode ser ajustado, o que pode dificultar a comparação direta de medições em diferentes levantamentos.

*PWM = Sigla em inglês, *Pulse Width Modulation*, refere-se ao conceito de pulsar, de forma rápida, um sinal digital em um condutor. Em outras palavras, PWM é uma técnica de codificar digitalmente níveis de sinal analógico. Neste método, através do uso de contadores de alta resolução, o ciclo de trabalho de uma onda quadrada é modulado para codificar um nível de sinal analógico específico para que então ele atenda aos requisitos de uma aplicação desejada, no caso, medições de polarização (Silveira, 2017)

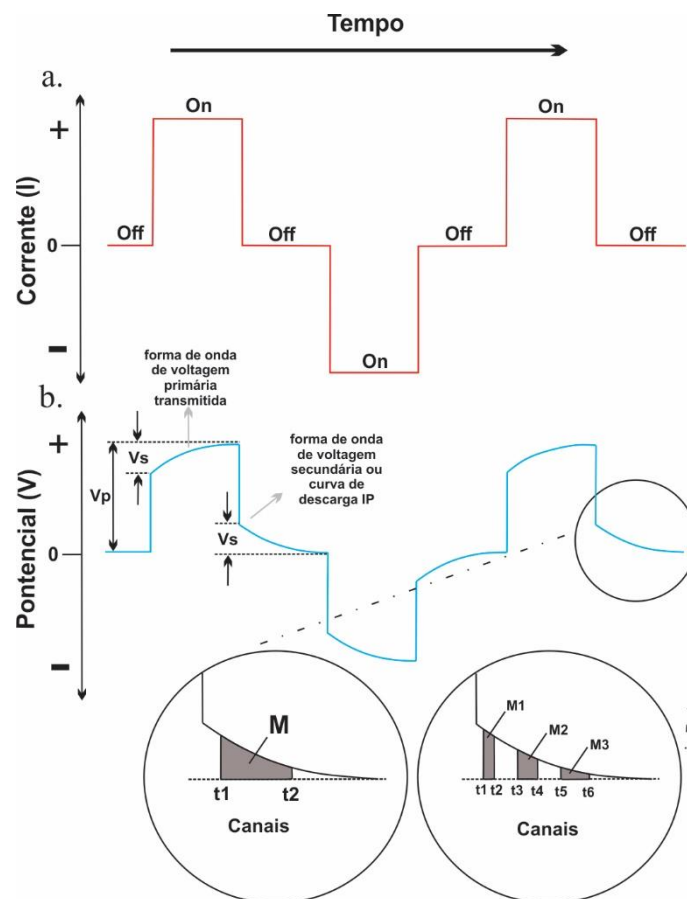


Figura 19 – Formas de onda de sinal usadas em medições de resistividade e IP. (a) Onda quadrada, de cor vermelha, ilustrando o sinal do transmissor de corrente. (b) Onda distorcida, de cor azul, medida pelo polarizador. Assim que a corrente é ligada (*on*), o potencial aumenta repentinamente. Posteriormente o aumento é mais gradual. Depois que a corrente é desligada (*off*), ocorre queda acentuada, seguida de queda gradual. Os intervalos de tempo usados para medir a capacidade de carga aparente (*M*) são mostrados sombreados. Figura modificada de Dentith & Mudge (2014).

Assim como as medições de resistividade, a quantidade medida correspondente à cargabilidade verdadeira do solo ocorre somente quando o subsolo é eletricamente homogêneo. Como não existe tal cenário na natureza, a cargabilidade medida é a aparente. Um decaimento lento ou longo é indicativo de material altamente polarizável, de modo que a cargabilidade anormalmente grande em decaimentos longos é considerada expressiva.

O método de IP é um método ativo, pois as tensões, que podem chegar a vários milhares de volts em levantamentos no domínio do tempo, são aplicadas ao solo para gerar sobretensões mensuráveis (Reynolds 2011).

Conforme Telford *et al.* (1990) e Reynolds (2011), as medições da polarização induzida podem ser ilustradas através de uma configuração convencional de eletrodos,

similares à utilizada no método de resistividade elétrica, envolvendo dois eletrodos de potencial de corrente (MN) e dois eletrodos de corrente (AB) (figura 16). De acordo com os mesmos autores, o equipamento utilizado é semelhante, porém muito mais elaborado, do que o empregado no método de resistividade elétrica, e por isso, costuma-se medir simultaneamente a resistividade e a cargabilidade em cada estação.

Por esse motivo, Dentith & Mudge (2014) afirmam que os métodos de eletrorresistividade e polarização induzida envolvem etapas em comum, como aquisição de dados, exibição de dados e interpretação. Em contrapartida, Telford *et al.* (1990) reconhece que pelo fato do efeito IP ser principalmente de origem eletroquímica, tem mais em comum com o método de potencial espontâneo (SP), do que com a eletrorresistividade. Ademais, Dentith & Mudge (2014) reiteram que o método de eletrorresistividade é medido durante a aplicação de uma corrente direta constante, enquanto o método de IP é medido com uma corrente variada, podendo ser direta ou alternada.

O decaimento e o tempo de subida da tensão dependem de fatores instrumentais e geológicos e são, portanto, diagnósticos da natureza do solo. Esses fatores serão melhor discutidos posteriormente.

Durante o tempo do fluxo de corrente original, logicamente, ocorre algum armazenamento de energia no material. Embora esta energia armazenada teoricamente possa existir e provavelmente existe em várias formas, por exemplo, mecânica, elétrica e química. Estudos de polarização em vários tipos de rochas estabeleceram que a energia química é de longe a mais importante (Telford *et al.*, 1990).

Reynolds (2011) afirma que as causas do fenômeno de polarização induzida ainda não estão claras e Braga (2006) complementa que os fenômenos físico-químicos que poderiam explicar a polarização induzida são muito complexos. Entretanto, Reynolds (2011), além de Telford *et al.* (1990) e Dentith & Mudge (2014), concordam que este armazenamento de energia química é o resultado de variações na mobilidade do íon em fluidos ao longo da estrutura da rocha e variações entre a condutividade iônica e a eletrônica, onde minerais metálicos estão presentes.

O primeiro desses efeitos é conhecido como Polarização de Membrana ou Eletrolítica e constitui o chamado efeito normal de IP, podendo ocorrer em rochas que não contêm minerais metálicos. O segundo é conhecido como Polarização Metálica ou Eletrônica (ou sobretensão do eletrodo, segundo Telford *et al.*, 1990 e polarização do

grão, segundo Dentith & Mudge, 2014). É geralmente de grande magnitude em relação ao efeito normal de IP e depende da presença de minerais metálicos na rocha.

Em relação a Polarização de Membrana ou Eletrolítica, existem duas causas para a sua ocorrência (Reynolds, 2011). Uma é pela constrição de íons dentro de um canal de poros, e a outra é associada à presença de argila dentro dos canais dos poros, presente em um arenito impuro, por exemplo.

Existem cargas superficiais negativas na maioria dos grãos minerais, de acordo com Dentith & Mudge (2014). Quando esses grãos compõem as paredes dos poros, íons negativos são repelidos e os grãos acabam por atrair uma nuvem catiônica em suas redondezas, produzindo uma camada superficial (efeito de uma membrana) de íons (cerca de 100 μm de espessura, segundo Reynolds (2011) e Dentith & Mudge (2014).

Quando um poro se estreita o suficiente, os íons positivos criam uma barreira em toda a sua largura (figura 20a) impedindo o movimento de íons negativos através do fluido de poros. Isso impede o fluxo de corrente e resulta em uma concentração local desses íons em um lado da barreira e uma deficiência no outro lado, ou seja, há uma polarização elétrica. Quando algum potencial é aplicado, cargas de polaridade similar são forçadas a se aproximarem, analogamente à formação de um capacitor carregado. A camada superficial catiônica leva um tempo a desaparecer depois que a tensão exterior é suprimida (retornam ao normal por difusão), e com isso produzem uma sobretensão residual, medida através do efeito IP (Braga, 2016).

A argila e minerais fibrosos têm cargas de superfície expressivas, de modo que, quando estes estão em contato com o espaço poroso, podem atrair uma nuvem de íons positivos (Dentith & Mudge, 2014). Novamente, o movimento de íons negativos é impedido, como ilustrado na figura 20b. Quando a tensão aplicada é desligada, os desequilíbrios na concentração iônica decaem para níveis normais por difusão, causando uma resposta IP mensurável (Reynolds, 2011).

Dentith & Mudge (2014) expõem alguns fatores que influenciam na polarização de membrana. Entre eles estão os tipos minerais de argila presentes. Além das espécies de argila, a polarização da membrana ocorre de modo mais expressivo onde a carga da superfície do grão é maior, por isso é predominantemente associada com minerais de argila e onde há poros de menor tamanho. Ademais, a polarização de membrana também aumenta com a salinidade dos fluidos dos poros.

Já a Polarização Metálica ou Eletrônica ocorre em um cenário geológico, onde a corrente é transmitida através do substrato rochoso pelo movimento de íons em fluidos subterrâneos, que se movem através de poros interconectados ou através de fraturas e microfissuras presentes nas rochas, em resposta a um potencial aplicado (Reynolds, 2011). Estes íons podem encontrar grãos eletronicamente condutores, por exemplo sulfetos, que formam uma barreira com a qual os íons interagem eletricamente (figura 20c). Para que a corrente flua, os íons de um lado da barreira devem trocar elétrons com o grão condutor, que por sua vez troca elétrons por íons do outro lado da barreira. O circuito elétrico localmente consiste de uma combinação de condução iônica e eletrônica e envolve uma reação química entre o mineral e a solução, equivalente ao fluido nos poros (Dentith & Mudge, 2014).

A troca de elétrons resulta na polarização do grão condutor, isto é, cargas opostas acumulam-se em lados opostos do grão. Íons de polaridade oposta (positivo e negativo) tenderão a se concentrar próximo ao limite de grão. Se sua capacidade de trocar elétrons não coincide com a dos íons no eletrólito, ou se há energia insuficiente para a troca ocorrer, há um acúmulo de íons adjacentes ao grão. Enquanto o potencial é aplicado, cargas de polaridade similar são forçadas a se aproximarem, novamente análogas à formação de um capacitor carregado (Dentith & Mudge, 2014).

Ao desligar a tensão aplicada, os íons se difundem de volta através do meio eletrolítico e a diferença de potencial através do grão se reduz a zero em um tempo finito, dando o decaimento característico de sobretensão medido em sistemas no domínio do tempo (Reynolds, 2011).

A polarização de grãos requer grãos minerais condutores, portanto, espera-se que eles se formem quando sulfetos condutores, óxidos minerais, ou grafita, estiverem presentes (Dentith & Mudge, 2014). Como esse tipo de material não constitui o corpo da barragem B1, onde foi realizado a aquisição IP, pode-se assumir que esse mecanismo não exercerá grande influência na aquisição de dados.

Telford *et al.* (1990) e Reynolds (2011) afirmam que os dois efeitos, polarização de membrana e polarização metálica, são indistinguíveis pela medição de IP, especialmente em métodos tradicionais, como aqueles realizados no domínio do tempo e no domínio da frequência.

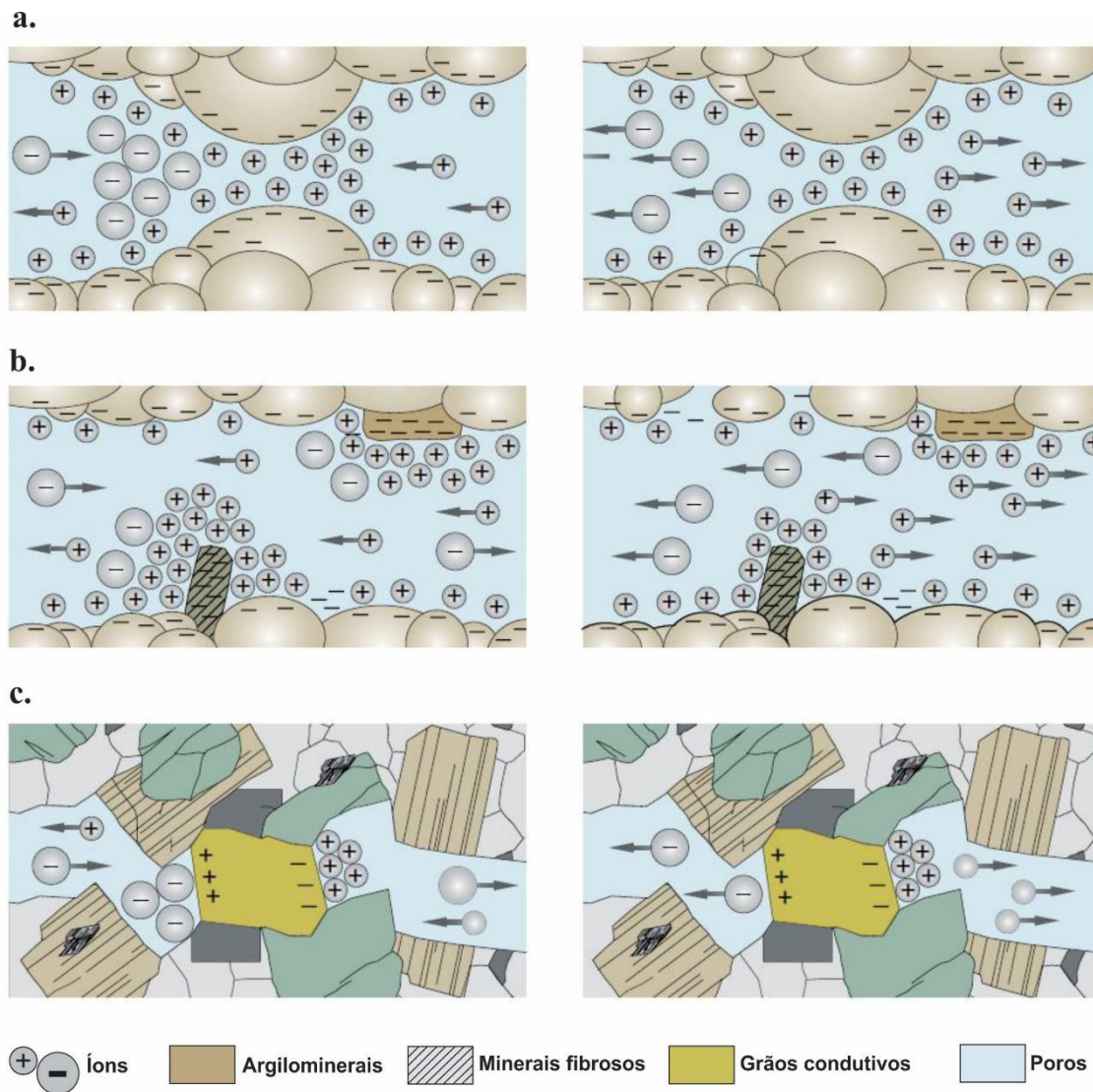


Figura 20 - Principais mecanismos responsáveis pelo efeito de polarização induzida: (a) Polarização de membrana devido à barreira de carga formada por íons nas superfícies dos grãos em poros estreitos. (b) Polarização de membrana devido ao acúmulo de carga em torno de argilominerais e grãos minerais fibrosos. (c) polarização de grãos devido ao acúmulo de carga ao redor de um grão eletricamente condutor. Figura modificada de Dentith & Mudge (2014).

De acordo com Dentith & Mudge (2014), para que ocorra a polarização da membrana e metálica, deve haver porosidade e permeabilidade significativas e um eletrólito adequado dentro do espaço poroso. Assim como na condutividade, a textura da rocha é uma influência importante.

Ainda conforme os mesmos autores, existem muitos fatores que influenciam os efeitos da polarização induzida e estes, podem interagir para produzir respostas inesperadas. Alguns desses fatores são resumidos a seguir:

(1) O tamanho e a forma dos grãos condutores. Experimentos sugerem que pode haver um tamanho ótimo de grão determinado pela textura e propriedades elétricas do hospedeiro e dos próprios grãos. Em geral, o aumento do tamanho de grão reduz a resposta de polarização, uma vez que a área de superfície disponível para interação com íons diminui.

(2) O tamanho e a forma dos poros. Além de controlar a porosidade e a permeabilidade, a geometria dos poros determina se os grãos condutores e os minerais da argila entram em contato com os fluidos dos poros. O aumento da permeabilidade diminui a resposta de polarização devido aos maiores espaços nos poros e / ou diminuições associadas no conteúdo de argila.

(3) O tipo, distribuição e fração volumétrica de minerais argilosos. As maiores respostas de polarização ocorrem quando o conteúdo mineral da argila é de cerca de 5-10% em volume, dependendo das espécies minerais presentes e da capacidade de troca catiônica. Isso se deve ao requisito de que tanto minerais de argila quanto um canal de poros adequado para os íons devem estar presentes para haver valores de cargaabilidade significativos. Quando o conteúdo mineral de argila aumenta, o número de canais diminui.

(4) O tipo e a salinidade do eletrólito nos poros e o grau de saturação da água. Íons suficientes são necessários para permitir que os vários mecanismos ocorram, mas muitos permitem caminhos alternativos de condução. Além disso, o aumento da condutividade da matriz desvia o fluxo de corrente dos mecanismos de condução iônica.

Vacquier (1957) apresenta dados sobre a aplicabilidade da polarização induzida em aquíferos. Como estes ambientes se caracterizam por serem úmidos e saturados, é possível fazer algumas associações com os estudos de barragens, uma vez que em sua estrutura há porções com percolação de fluidos. Algumas conclusões demonstradas na tese são:

(1) em aluviões ou arenitos saturados com água, o efeito IP é potencializado quando as superfícies da areia ou cascalho são parcialmente revestidas com uma película de argila.

(2) areia quartzosa pura, saturada com água, não mostra quase nenhum efeito IP.

(3) comumente, o efeito IP diminui com a diminuição da resistividade, logo, camadas de argilas e águas salinas dão pequenos efeitos IP.

Braga (2006) acrescenta que as proporções de minerais formadores de rochas na matriz têm controle insignificante sobre a polarização elétrica e, por isso, não existe uma correlação definida entre o efeito IP e o tipo de rocha, na maior parte dos casos. Entretanto, Draskovits *et al.* (1990) exhibe um estudo detalhado das variações da resistividade e cargabilidade com a litologia dos materiais. Esses autores, após uma correlação entre materiais geológicos e suas respectivas propriedades geoeletricas, adquiridas a partir de técnicas de campo, obtiveram as seguintes conclusões:

- (1) argilas puras, apresentam baixa resistividade e baixa polarização.
- (2) camadas siltosas, possuem alta polarização e resistividade intermediária.
- (3) camadas arenosas, dispõem de alta resistividade e cargabilidade intermediária.
- (4) o efeito IP, em camadas com misturas de areias e argilas, é bem maior que a resposta em camadas argilosas puras.

A representação gráfica dessas informações está exposta na figura 21.

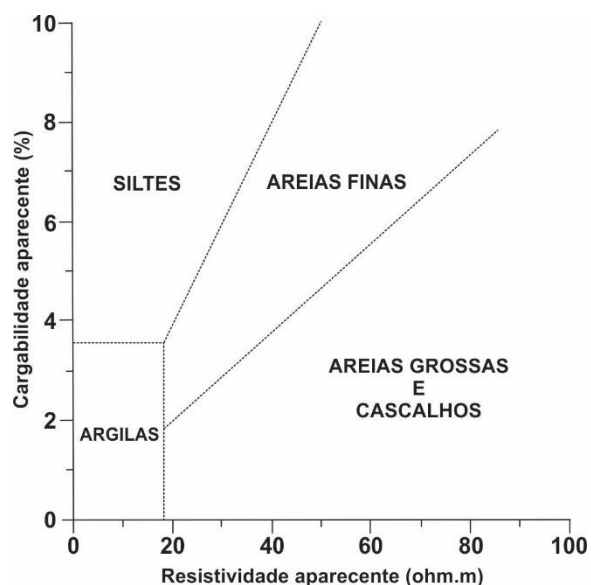


Figura 21 - Correlação entre sedimentos e suas propriedades geoeletricas, segundo Draskovits *et al.* (1990), (figura adaptada de Braga, 2006).

Segundo Reynolds (2011), a principal aplicação atual da prospecção de IP é a busca de minérios metálicos disseminados, especialmente em depósitos tipo cobre pórfiro, depósitos de chumbo e zinco acamadados e de sulfetos relacionados com ouro. Em menor extensão, ocorre a aplicação do método em exploração de águas subterrâneas e geotérmicas. Desde o início da década de 1990, tem havido um interesse crescente no possível uso de métodos de IP em aplicações ambientais, baseado inicialmente em medições laboratoriais de efeitos IP associados a minerais não-metálicos e em investigações arqueológicas. Este trabalho se propõe a apresentar sua aplicabilidade no monitoramento de barragens.

3.1.3. POTENCIAL ESPONTÂNEO (SP)

O Potencial Espontâneo (SP) é um método geofísico passivo, que mede variações naturais do potencial elétrico devido à polarização espontânea da terra, cujas causas são diversas (Telford *et al.*, 1990).

Segundo Mainali (2006), a polarização espontânea no substrato é desenvolvida por ações eletroquímicas entre minerais e fluidos subterrâneos ou por processos eletrocinéticos, envolvendo fluxo de íons em fluidos. Ele afirma que, normalmente, ocorrem diferenças de potencial natural entre quaisquer pontos no solo e essa diferença estaria relacionada a correntes elétricas no solo.

Essa diferença de potencial, de acordo com o autor, pode ser desmembrada em dois componentes. O primeiro seria constante e unidirecional e o segundo variável no tempo. A componente constante seria fruto de diversos processos eletroquímicos primários no solo e os potenciais variáveis no tempo seriam resultados de correntes magnetotélúricas e de acordo com Reynolds (2011), também causadas por tempestades de raios e chuvas intensas.

Os potenciais medidos podem variar de menos de um milivolt (mV) a mais de um volt (casos acima de 10 V são excepcionais), (Reynolds, 2011), e o sinal do potencial (positivo ou negativo) é um importante fator diagnóstico na interpretação de anomalias de SP, como será explicado mais à frente.

As anomalias SP podem ser originadas por uma série de fontes naturais. Porém, alguns dos motivos físicos que produzem tais dessemelhanças ainda não são totalmente compreendidos (Mainali, 2006; Reynolds, 2011; Dentith & Mudge, 2014). Apesar das

incertezas acerca dos processos físicos, Dentith & Mudge (2014) afirmam que as diferenças de polarização espontânea são causadas por uma série de mecanismos que envolvem, principalmente, movimentação de cargas em fluxos de água subterrânea. Reynolds (2011) complementa, dizendo que a água atua como eletrólito e como solvente de diferentes minerais. As cargas transportadas resultam em uma corrente elétrica, e por consequência, uma diferença de potencial associado.

A classificação dos tipos de potencial são diversas e apresentam nomes alternativos, dependendo do autor em questão. Reynolds (2011) os subdivide em potenciais eletroquímicos, potenciais eletrocinéticos e potenciais minerais.

Os potenciais minerais são associados com a presença de mineralizações sulfetadas (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 2001; Gallas, 2005) e são explicadas pelas teorias de Sato & Mooney (1960). Como não há ocorrência de sulfetos na estrutura da Barragem B1, esse tipo de potencial é insignificante para o presente trabalho e, por isso, não será discutido aqui.

Na área de prospecção mineral as teorias dos autores supracitados são as mais bem-aceitas, salve algumas controvérsias (Gallas, 2005). Porém, ao se tratar da aplicabilidade do método de potencial espontâneo em outras áreas, como geologia de engenharia, hidrogeologia e geologia ambiental, os tipos de potencial empregados para embasar o fenômeno da polarização espontânea são outros.

Para este trabalho destaca-se o potencial eletrocinético (E_k). Este é formado a partir de fluidos (eletrólitos) que se movimentam através de um meio capilar ou poroso, sendo o potencial medido através das extremidades do capilar (Reynolds, 2011).

De acordo com Gallas (2005), a percolação de um eletrólito através de uma membrana porosa gera uma diferença de potencial entre os dois lados da mesma. O autor compara a porosidade do substrato rochoso com uma rede de capilares, onde a água subterrânea flui. Sendo assim, o ambiente pelo qual a água subterrânea percola pode ser tido como uma membrana.

Tendo isso em vista, os ânions dos fluidos percolantes são absorvidos pelas paredes dos capilares, que por sua vez irão atrair os cátions, formando assim, uma dupla camada elétrica. Os ânions absorvidos permanecem fixos. Já os cátions são levados pelo fluxo de fluidos através dos capilares, produzindo uma concentração destes na saída do

curso d'água. A partir disso, é gerada uma diferença de potencial entre o início e final do caminho d'água, que irá obedecer a equação de Helmholtz a seguir:

$$E_k = \frac{\zeta \varepsilon P}{\eta \sigma}$$

Onde ζ é a diferença de potencial na dupla camada; ε a constante dielétrica; σ é a condutividade; η corresponde a viscosidade do eletrólito; e P é a diferença de pressão hidrostática entre os extremos do capilar, que é responsável pelo movimento do fluido (eletrólito). Trata-se do potencial de maior interesse nas áreas ambientais, hidrogeológicas e de geologia de engenharia.

De acordo com Gallas (2005), as medições desse tipo de potencial têm sido utilizadas nessas áreas para detecção de caminhos preferenciais de água subterrânea e direção de fluxo. Por ser originado a partir da movimentação de fluidos no substrato, é o de maior interesse no estudo de percolações em estruturas de barragens, e por isso, apresenta grande importância no presente trabalho.

Os potenciais eletrocinéticos são produzidos por diversos mecanismos. Dentith & Mudge (2014) cita interações entre os íons e as paredes dos poros, diferentes velocidades de fluxo dos diferentes tipos de íons e propriedades elétricas do fluido presente nos poros e das rochas encaixantes. Segundo os autores, potenciais de dezenas a centenas de milivolts são característicos, mas sua amplitude pode ser afetada por tempestades (intenso fluxo de água), embora haja necessidade das chuvas se prolongarem por tempo suficiente para que ocorra mudanças no fluxo da água subterrânea.

Os mesmos autores dizem que anomalias podem ocorrer onde a água subterrânea flui através dos limites entre materiais com diferentes propriedades elétricas, como: resistividade elétrica e constante dielétrica. Além disso, a viscosidade do fluido, a continuidade do contato do fluido com o subsolo e as diferenças de pressão ao longo do percurso do fluxo influenciam nas diferenças de potencial espontâneo. As anomalias podem ser positivas ou negativas, com variações nos potenciais, muitas vezes correlacionadas com a topografia, sendo o terreno mais alto quase sempre mais negativo do que o solo em cota inferior (Dentith & Mudge, 2014).

Reynolds (2011) exhibe gráficos de potenciais eletrocinéticos confeccionados a partir de diferentes situações geológicas, com valores simbólicos de C_E^* (Figura 22). Os potenciais tendem a aumentar suas cargas positivas em direção ao fluxo de água, à medida que a carga elétrica flui na direção oposta. Consequentemente, as cargas negativas fluem a montante do fluxo e podem resultar em anomalias de SP expressivas em máximas topográficas (alguns casos citados pelo autor variam de -1842 a -2693 Mv).

Existem outras fontes de potenciais que podem influenciar as anomalias SP usuais (Mailani, 2006). A presença de vegetação no solo pode ocasionar falsas anomalias SP, provavelmente devido as alterações nos índices de umidade do solo, contribuindo assim para uma maior capacidade de transmissão de corrente no substrato.

Outros fatores que podem influenciar em um levantamento de SP são fontes artificiais de ruído, como máquinas elétricas aterradas e linhas de energia, carcaças de metal enterradas, tubulações, que em todos os casos irão alterar os potenciais naturais. As variações temporais que ocorrem a partir de mudanças de temperatura no eletrodo, umidade e flutuação química no solo também podem afetar as anomalias SP.

Reynolds (2011) complementa, expondo que além de variações composicionais em corpos geológicos, a geometria e estrutura presente podem gerar anomalias SP. Finalmente, o autor conclui que é possível que a polarização espontânea seja originada a partir de uma combinação de fatores distintos e não como resultado de um único processo.

Mainali (2006) insiste que essas variedades de fontes supracitadas causam dificuldades na interpretação, pois todos os potenciais elétricos podem ser sobrepostos. Não existe uma maneira particular de separar uma anomalia de SP em componentes baseado em sua origem eletroquímica. Assim, o alvo de interesse é definido pelas fontes de anomalia e outras fontes são chamadas de ruído.

De acordo com Mainali (2006) e Reynolds (2011), o método SP tem sido usado para detectar infiltrações em barragens há décadas. Onde a água subterrânea encontra o caminho de menor resistência e flui através do corpo da barragem, os potenciais de fluxo eletrocinético podem ser gerados com magnitude suficiente para serem detectáveis.

A figura 23 ilustra, esquematicamente, a formação de anomalias SP, devido a infiltração em barragens. Cargas negativas estariam associadas a montante do fluxo (próximo a uma represa ou lago), ou acima de caminhos de escoamento onde o fluxo é

*De acordo com a lei de Helmholtz, o fluxo de corrente elétrica está relacionado ao gradiente hidráulico e uma quantidade conhecida como coeficiente de acoplamento de eletrofiltração (ou potencial de fluxo) - C_E , que leva em consideração as propriedades físicas e elétricas do eletrólito e da matriz do meio pelo qual o eletrólito passou.

geralmente horizontal ou descendente. Já anomalias positivas, ocorrem onde o fluxo é ascendente e onde a infiltração de superfície ocorre. Consequentemente, a presença de uma ou ambas anomalias negativas e / ou positivas podem evidenciar uma situação de *piping* na barragem (Reynolds, 2011).

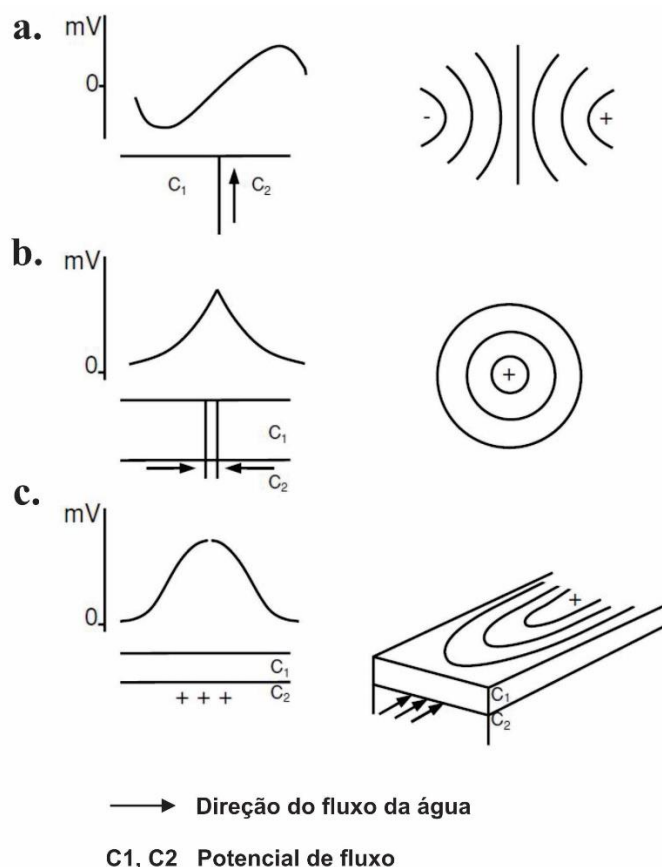


Figura 22 - Perfis idealizados de potenciais eletrocinéticos SP e seus respectivos mapas para os seguintes modelos: (a) limite topográfico vertical com uma surgência à direita; (b) bombeamento de um poço (injeção no poço produziria uma anomalia com sentido oposto); (c) fluxo horizontal através de uma superfície. Interfaces são marcadas por um contraste nos coeficientes de potencial de fluxo (C1 e C2). Adaptado de Reynolds (2011).

Desse modo, para localizar vazamentos através de barragens (artificiais ou naturais), um perfil de SP ao longo da provável direção do fluxo de vazamento pode mostrar anomalias negativas. Segundo Reynolds (2011), estes podem ser simplesmente interpretados como indicando a localização diretamente acima do fluxo do eletrólito.

Em relação a aquisição geofísica do método de potencial espontâneo, todos os autores citados até então concordam que é um dos métodos mais baratos e simples de ser operado em campo. Para realizar um levantamento de SP são necessários apenas dois eletrodos, um milivoltímetro e fios devidamente isolados para as conexões entre os eletrodos e o milivoltímetro.

Alternativamente, as medições podem ser realizadas usando um receptor de resistividade ou IP moderno, que oferece a conveniência do armazenamento digital (Dentith & Mudge, 2014).

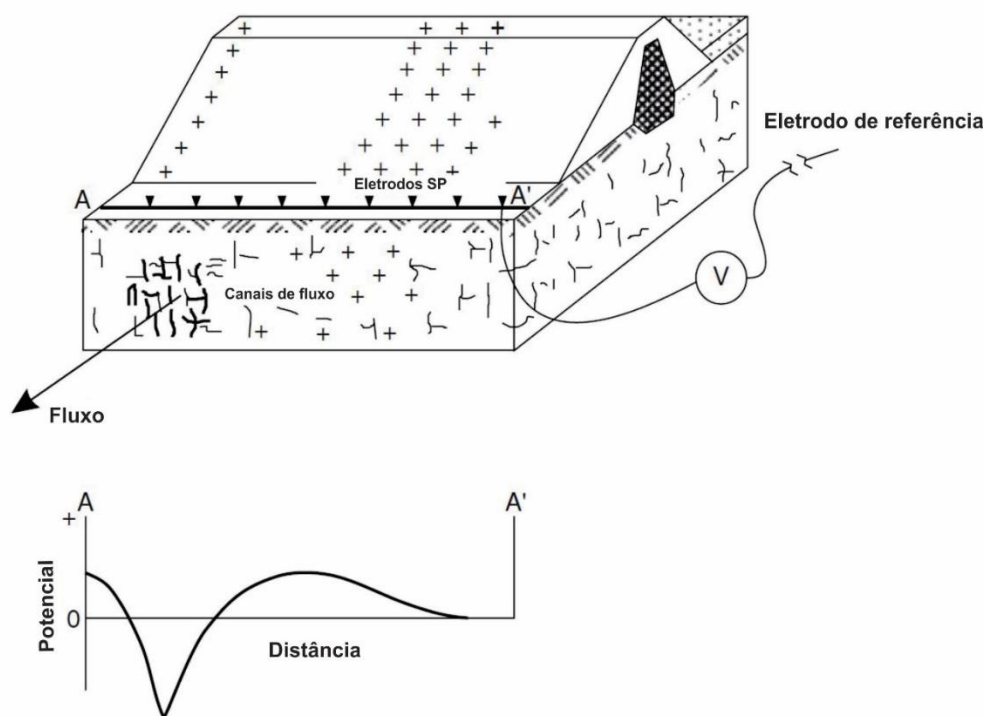


Figura 23 – Desenho esquemático de anomalias de SP ocasionadas por processo de infiltração em uma barragem. As anomalias SP positivas ocorrem onde o fluxo é ascendente e onde a infiltração de superfície ocorre (modificado de Reynolds, 2011).

A aquisição pode ser realizada de duas formas, denominadas de técnica dos potenciais e técnica dos gradientes. De acordo com Gallas (2005), as duas técnicas, teoricamente, se equivalem, porém, na prática, são bastante distintas, sendo a técnica dos potenciais o método mais recomendado. Esta foi utilizada no presente trabalho e será descrito no tópico “Planejamento e Aquisição de dados”.

3.2. PLANEJAMENTO E AQUISIÇÃO DOS DADOS

Como dito no capítulo introdutório, a aquisição dos dados, que serão aqui expostos, foi realizada por uma empresa contratada pelo projeto, denominada Neogeo Geotecnologia LTDA. Esta foi responsável pela aquisição e processamento dos dados brutos. Posteriormente, estes dados foram repassados para a equipe técnica do projeto

para fins de interpretação e devidas correlações com os parâmetros geotécnicos da Barragem B1.

Tendo em vista o objetivo da pesquisa, foram levantadas oito seções (L01 a L08) para os métodos anteriormente citados (ER / IP / SP). Estas seções foram adquiridas de modo paralelo ao eixo do barramento B1, com orientação aproximada N-S, e espaçamento entre as linhas variando de 10 até 15 metros.

Os métodos de eletrorresistividade e polarização induzida obtiveram sua aquisição de maneira simultânea, enquanto que o método de potencial espontâneo foi adquirido posteriormente. A figura 24 mostra a localização das seções de ER / IP e SP em planta e também seu posicionamento em seção.

A aquisição de dados de ER, IP e SP foram realizados através da técnica de sondagem elétrica multieletrodo, mais conhecido como caminhamento elétrico. Segundo Braga (2006), essa técnica se caracteriza pela análise e interpretação de um parâmetro geoeletrico (resistividade, cargabilidade e polarização natural respectivamente), obtido a partir de medidas realizadas na superfície do terreno, investigando, ao longo de seções, sua variação na horizontal, em diversas profundidades.

A descrição dos procedimentos adotados para ambos os levantamentos é exposta em seguida.

3.2.1. ELETORRESISTIVIDADE E POLARIZAÇÃO INDUZIDA

Anteriormente ao início da aquisição de dados, foi realizado um teste de arranjos de eletrodos, como forma de buscar a melhor metodologia para os levantamentos.

O arranjo de eletrodos é o termo utilizado para definir a geometria de aquisição, no que diz sentido à lógica das medições realizadas. Um arranjo pode ter mais sensibilidade horizontal ou vertical, melhor ou pior profundidade de investigação, facilidade com que dados podem ser adquiridos e respostas podem ser interpretadas e melhor relação sinal-ruído (Dentith & Mudge, 2014).

Para aquisição através do caminhamento elétrico, existem vários tipos de arranjo possíveis de serem utilizados. Os mais comuns são: Polo-Polo, Polo-Dipolo, Dipolo-Dipolo, Gradiente, Schlumberger, Wenner (Loke *et al.* 2013).

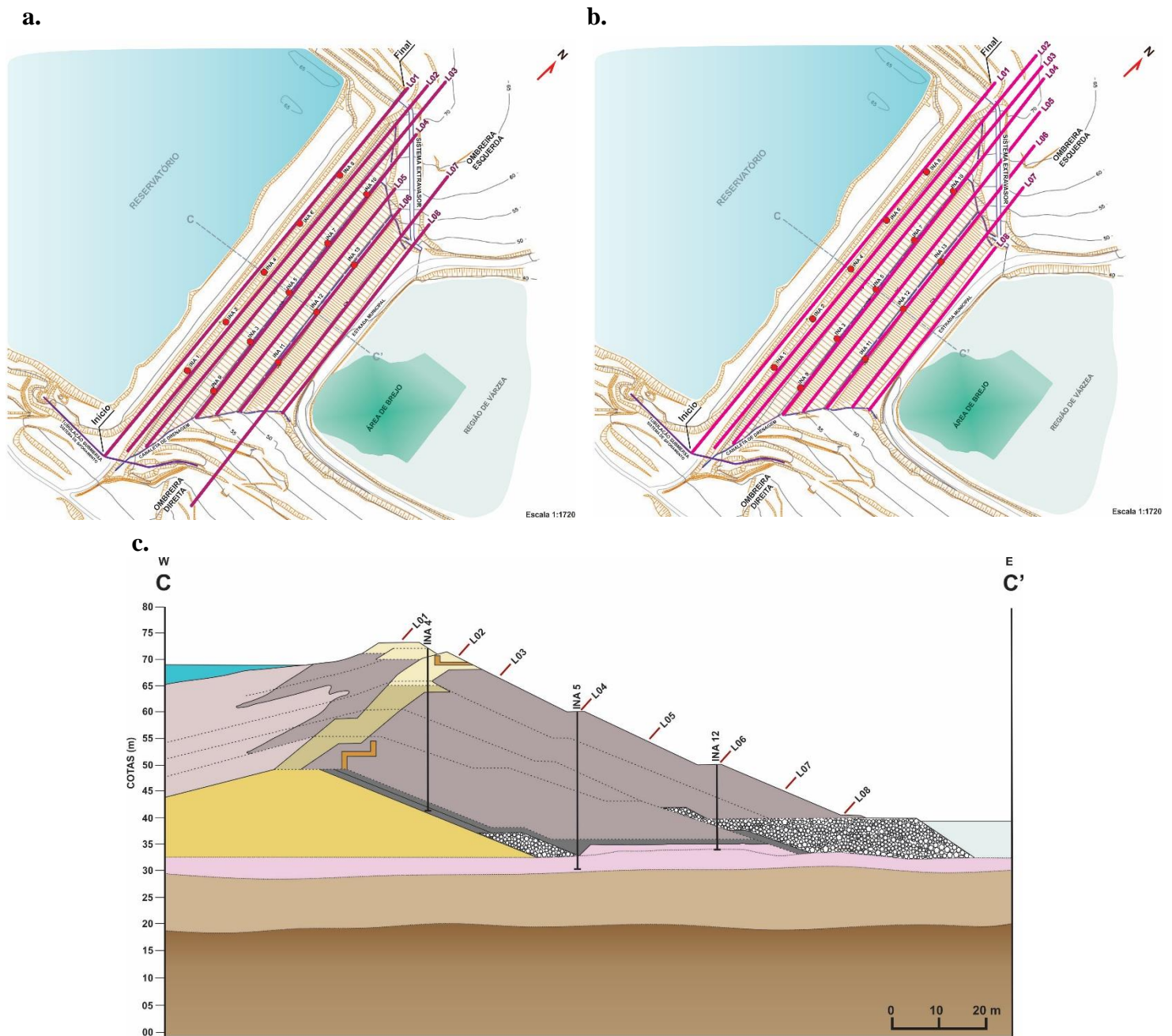


Figura 24 - Localização do levantamento elétrico realizado na Barragem B1. (a) Localização das seções de ER e IP; (b) Localização das linhas de SP e (C) localização das linhas de ER e IP na seção tipo da Barragem B1.

Os testes foram realizados ao longo da L01, com os arranjos Dipolo-Dipolo e Gradiente. A figura 25 apresenta os resultados obtidos com os testes realizados. Ela mostra os dados medidos, calculados e invertidos, sem topografia.

O arranjo de eletrodos escolhido pela Neogeo Geotecnologia LTDA para a realização dos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida foi o Dipolo-Dipolo. Segundo a empresa, o arranjo apresentou considerável relação sinal-ruído, assim

como satisfatória relação profundidade de investigação *versus* resolução lateral. Ou seja, o estudo da variação lateral do parâmetro físico pôde ser efetuado em vários níveis de profundidade, obtendo-se uma caracterização do meio em subsuperfície, tanto horizontalmente como verticalmente. Além disso, pelas seções testes, é possível perceber que o arranjo Dipolo-Dipolo apresentou respostas mais coerentes com a disposição dos materiais do maciço da barragem B1.

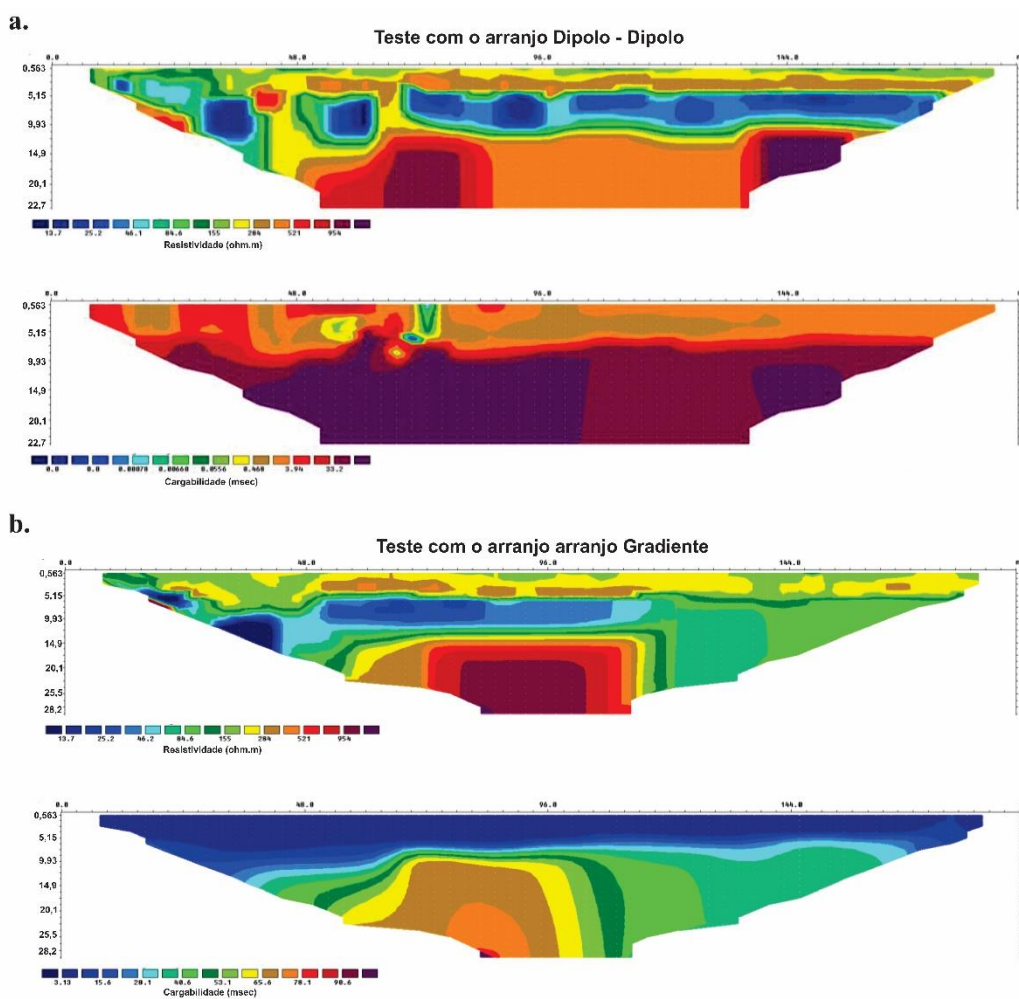


Figura 25 – Seções de eletrorresistividade e polarização induzida obtidas através dos arranjos Dipolo-Dipolo (a) e Gradiente (b).

No arranjo Dipolo-Dipolo, o centro dos dipolos AB e MN se deslocam ao longo da seção a ser levantada, sendo o espaçamento entre os eletrodos AB igual ao MN, como pode ser observado na figura 26. É possível variar as distâncias entre AB e MN utilizando-se, simultaneamente, vários dipolos MN dispostos ao longo da seção, sendo cada dipolo responsável por um nível de investigação. Portanto, quanto mais dipolos de MN forem instalados, maior será a profundidade de investigação.

De acordo com Braga (2006), a profundidade teórica atingida em cada nível investigado (Z), é tida como:

$$Z = \frac{R}{2}$$

Onde R é a distância, em metros, entre os centros dos dipolos considerados (AB e MN). Porém, na prática, segundo ele, essa relação se torna mais real se for considerada como sendo aproximadamente $R/4$.

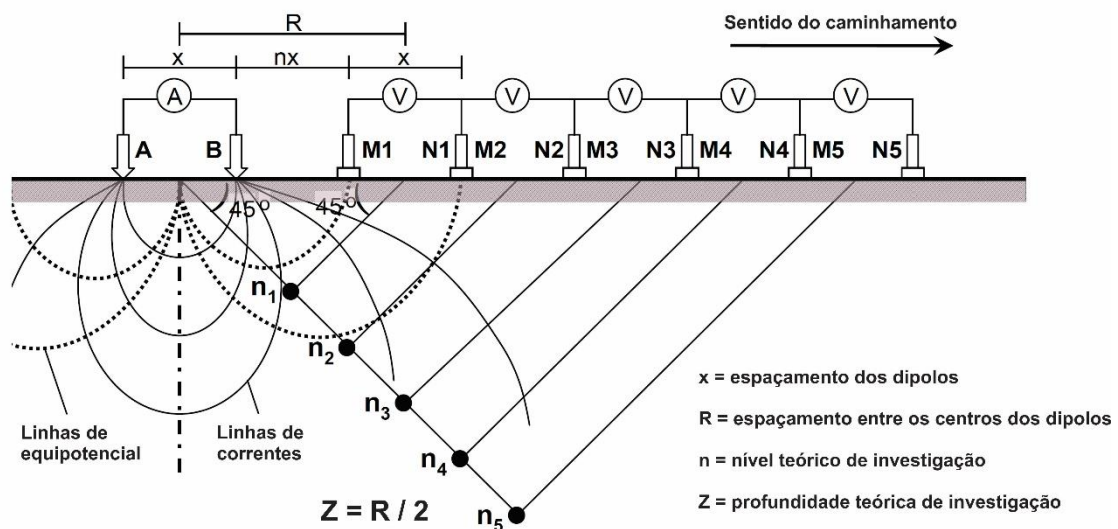


Figura 26 – Ilustração do arranjo Dipolo-Dipolo (adaptado de Braga, 2006). Ao longo do caminhamento elétrico, o centro dos dipolos AB e MN se deslocam ao longo da seção, sendo o espaçamento entre os eletrodos AB similar ao MN .

A Neogeo Geotecnologia LTDA, em seu relatório, destaca que à medida que se afasta do dipolo AB , o potencial diminui sensivelmente, e por isso, as leituras tornam-se mais difíceis de serem obtidas com precisão. Além disso, recomenda-se a leitura de cinco a seis níveis, correspondendo, respectivamente, a cinco a seis dipolos MN . Dependendo das características do equipamento transmissor de corrente, pode-se obter até oito níveis.

A profundidade de penetração da corrente elétrica no solo está diretamente ligada ao comprimento da seção de ER e IP . Todavia, é válido ressaltar que a profundidade máxima da seção não é necessariamente proporcional ao seu comprimento total, e sim proporcional ao alcance do equipamento. Por exemplo, se a seção de eletrorresistividade a ser realizada tiver 1000 m de comprimento, e o equipamento utilizado conseguir cobrir somente 250 m por vez, o cálculo da profundidade será com base nos 250 m e não no comprimento total da seção.

Através da criação de protocolos de aquisição desenvolvidos pela Neogeo Geotecnologia LTDA é feita a adequação da resolução em intervalos de profundidade estabelecidos para uma melhor definição em imagem do alvo pretendido.

O equipamento usado na aquisição geofísica foi o resistivímetro SAS4000 da fabricante *Abem* (figura 27d), com configuração de 64 canais e 28 de níveis de investigação (n). O espaçamento utilizado entre eletrodos foi de 3 metros (figura 27e), com corrente máxima adotada de 1000 mA e a corrente mínima de 20 mA.

Para aquisição dos dados, vários eletrodos são cravados no solo e um cabo com contatos correspondentes à quantidade de eletrodos é lançado sobre a seção (figura 27e). O resistivímetro, que realiza as leituras, é posicionado no meio da seção. De forma automática (definida através de protocolos de aquisição e previamente configurados no equipamento), o SAS4000 realiza as diversas leituras para as quais foi programado.

A aquisição dos dados elétricos foi planejada para ser executada a partir das proximidades da ombreira direita da Barragem B1, em direção a ombreira esquerda, como indica a figura 27c. Fotos da aquisição de dados podem ser observados na figura 27

Após etapa de aquisição em campo, os dados passaram por refinamento e/ou filtragem para uma posterior fase de processamento e inversão dos mesmos. O *software* utilizado para processamento dos dados elétricos foi o Res2DInv.

A fim de visualizar os resultados em um formato tridimensional, os dados já processados de ER e IP, foram exportados para o *software* Geosoft. Lá, esses dados foram gridados, resultando em modelos de blocos tridimensionais (*voxels*) de eletrorresistividade e cargabilidade. Para o tratamento de imagens e montagens, foram utilizados o *software* CorelDraw.

a.



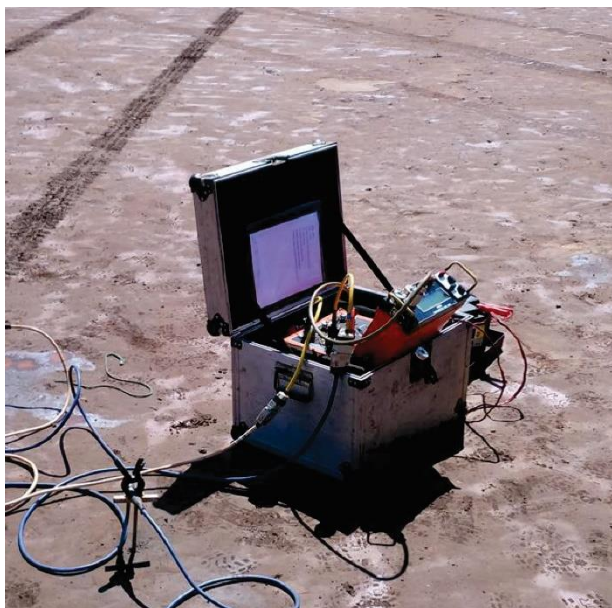
b.



c.



d.



e.



Figura 27 - (a) e (b) Fotos da aquisição de dados por caminhamento elétrico na crista da Barragem B1; (c) foto da aquisição de dados no talude de jusante do barramento; (d) foto do equipamento utilizado no levantamento geofísico: resistivímetro SAS4000 da fabricante Abem. (e) foto dos eletrodos utilizados, com espaçamento de 3 metros entre eles.

3.2.2. POTENCIAL ESPONTÂNEO

Como dito anteriormente, existem dois tipos de técnicas para aquisição de dados de SP: a técnica dos potenciais e a técnica dos gradientes. Para este trabalho, foi realizada a técnica dos potenciais.

A técnica dos potenciais consiste em dois eletrodos de medida: um eletrodo estacionário (estação base) e um eletrodo móvel, conectados por um cabo. O eletrodo estacionário, normalmente é colocado fora da área de estudo, em um local onde é suposto que os valores de SP permaneçam estáveis (Mainali, 2006). A localização deste para o presente trabalho encontra-se na figura 28.

O eletrodo estacionário é conectado ao terminal negativo do voltímetro e o eletrodo móvel é conectado ao terminal positivo. O deslocamento do eletrodo móvel ocorre por meio do cabo que os conecta, normalmente contido em uma bobina, que é desenrolada ou enrolada no decorrer do levantamento (Dentith & Mudge, 2014). Dessa maneira, o método fornece a diferença de potencial absoluta entre os pontos de medição na área de levantamento e o eletrodo de referência estacionário.

A Figura 29 demonstra como é realizada a aquisição. O ponto M representa o eletrodo estacionário, denominado de estação-base (ou base fixa), e os pontos N, N' e N'' representam às sucessivas posições do eletrodo móvel (estações de medida).

Gallas (2005) aponta como grande vantagem desse método de aquisição a diminuição do erro cumulativo, se comparado com o método dos gradientes. De acordo com o autor, a qualidade dos dados obtidos com a presente técnica é superior ao outro método e a possibilidade de detectar falsas anomalias é menor.

Os eletrodos não polarizáveis, utilizados na aquisição dos dados, foram constituídos por cobre, imersos em solução de sulfato de cobre (CuSO_4) e o espaçamento entre os mesmos foi de 5,0 metros.



Figura 28 – Imagem retirada do Google Earth (satélite Digital Globe) mostrando a localização da estação base para o levantamento de SP.

O equipamento usado na aquisição geofísica foi similar ao utilizado na aquisição de dados de ER e IP: o resistímetro SAS4000 da fabricante *Abem*, com configuração de 64 canais (figura 27D). Fotos da aquisição de dados podem ser observados na figura 27.

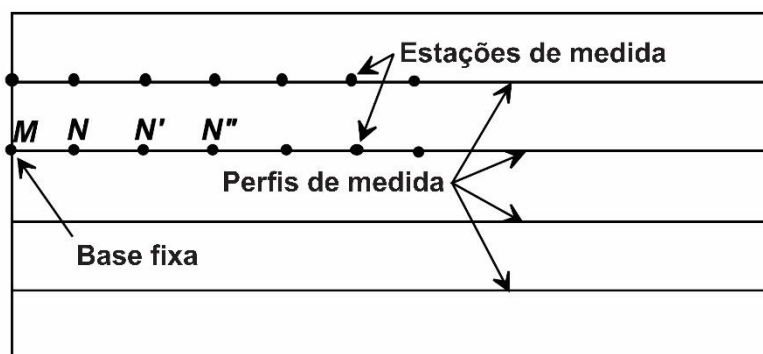


Figura 29 - Ilustração da técnica dos Potenciais, utilizada no levantamento de potencial espontâneo (adaptada de Gallas, 2005).

O *software* utilizado para processamento dos dados elétricos foi o Surfer e para o tratamento de imagens e montagens, foram utilizados o *software* CorelDraw.

4. RESULTADOS

Os levantamentos geofísicos com utilização dos métodos elétricos (ER, IP e SP) foram realizados no maciço da Barragem B1, com a finalidade de executar o mapeamento subterrâneo indireto ao longo do maciço da estrutura, e dessa forma, diferenciar os materiais usados na construção da estrutura e avaliar sua coerência com o projeto de engenharia da barragem, além de determinar a existência de zonas úmidas e/ou saturadas.

4.1. ELETORRESISTIVIDADE E POLARIZAÇÃO INDUZIDA

As seções de eletorresistividade (ER) e polarização induzida (IP), adquiridas através dos procedimentos supracitados, atingiram de 18 a 48 metros de profundidade (Tabela 3 e figura 30), e foram consistentes na diferenciação de anomalias de alta a baixa resistividade e cargabilidade.

No total, houve 2.215 metros de aquisição de dados de ER e IP (Tabela 3). O valor da resistividade (ohm.m) e da cargabilidade (msec) foram calculados levando-se em consideração o fator geométrico (K), definido em função do arranjo utilizado (Koefoed, 1979).

Tabela 3 - Inventário das aquisições geofísicas de ER / IP na Barragem B1, mostrando o comprimento e profundidade (em metros) das seções.

Nome da linha ER / IP	Comprimento (m)	Profundidade (m)
L01	381,00	32,50
L02	381,00	32,50
L03	381,00	35,00
L04	285,00	37,00
L05	220,00	18,65
L06	191,00	45,27
L07	188,00	30,53
L08	188,00	48,44

As aquisições foram realizadas de modo paralelo ao eixo do barramento (L01 a L08) e ocorreu partindo da ombreira direita em direção a ombreira esquerda. Sendo assim, os dados apresentados terão a ombreira esquerda à direita da seção, assim como a ombreira direita à esquerda da seção.

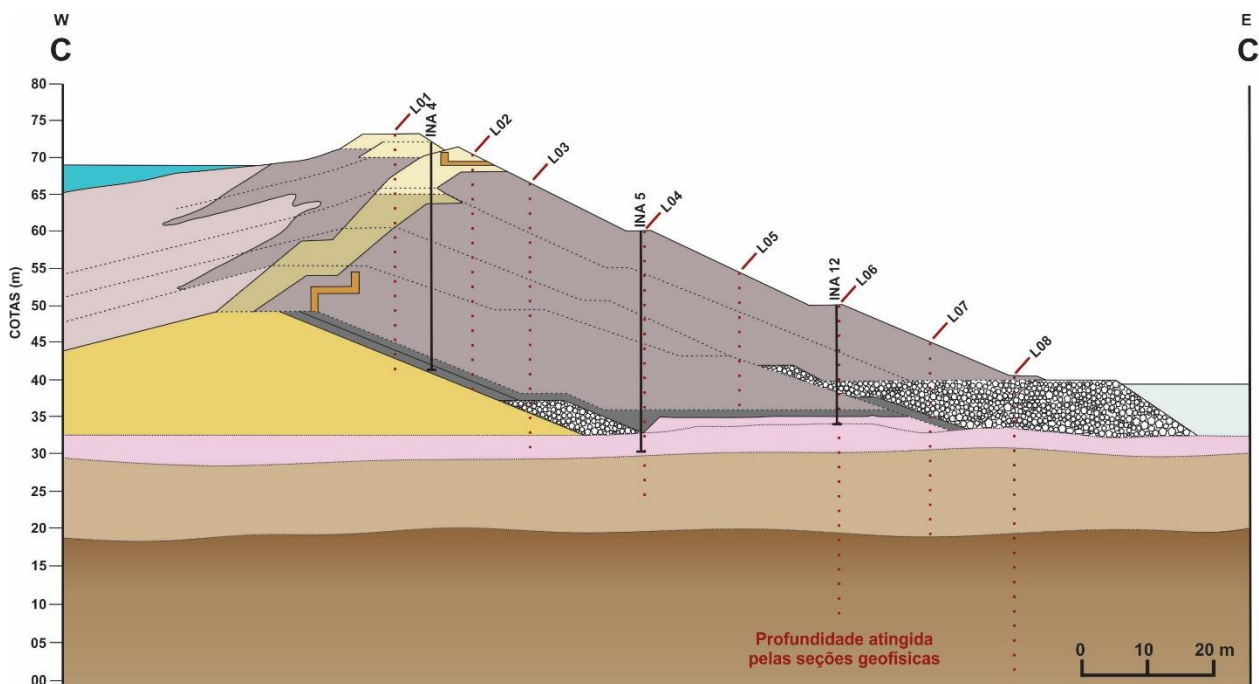


Figura 30 - Profundidade, indicada pela linha pontilhada de cor vermelha, atingida pelas seções elétricas (ER e IP).

4.1.1. ELETORRESISTIVIDADE

Nas seções elétricas (L01 – L08), a partir de uma análise visual das medidas obtidas, foi possível considerar zonas de alta resistividade (ZAR), aquelas cujo os valores encontravam-se acima de 500 ohm.m, e zonas de baixa resistividade (ZBR), aquelas cujo os valores apresentam-se abaixo de 84 ohm.m. Entre os valores de 84 ohm.m e 500 ohm.m, as zonas foram caracterizadas como de resistividade intermediária (ZIR).

Com a análise desses perfis, foi admissível diferenciá-los em dois grupos em razão da disposição e concentração das ZAR e ZBR.

O primeiro grupo, abrange as seções L01 a L05 (figura 31 a, b, c, d, e), e é caracterizado por duas regiões sobrepostas bem definidas: uma superior, composta por ZBR descontínuas, intercalada com ZIR; e uma inferior, composta majoritariamente por ZAR, contínuas vertical e horizontalmente, com regiões anômalas de baixa a intermediária resistividade, predominantemente localizadas na porção esquerda das seções (próxima à ombreira direita). Estas regiões anômalas aparecem de forma mais evidente nas seções L01 a L04 (figuras 31 a, b, c, d). A seção L01 ainda apresenta uma anomalia de resistividade intermediária, na porção direita da seção, imersa na ZAR (figura 31a).

Já o segundo grupo, abrange as seções L06 a L08 (figuras 31f a figura 30h), e é caracterizado pelo predomínio de ZBR, em relação as demais seções. Ocorre a presença ZIR e ZAR isoladas, havendo apenas certa continuidade na L06, em que ocorre na parte superior da seção e se dispõem em uma faixa horizontal contínua. Na base dessas seções, aparecem ZIR a ZAR discretas e contínuas horizontalmente na L06 e L08 (figura 31f e 31h).

4.1.2. POLARIZAÇÃO INDUZIDA

Nas seções elétricas (L01 – L08) foi possível considerar como zonas de alta cargabilidade (ZAC), aquelas cujo os valores encontravam-se acima de 130 msec, e como zonas de baixa cargabilidade (ZBC), aquelas cujo os valores apresentam-se abaixo de 41 msec. Entre os valores de 41 e 130 msec, as zonas foram caracterizadas como de cargabilidade intermediária (ZIC).

Em uma primeira análise, notou-se que na maior parte das seções, as ZAC coincidem com as ZAR, e as ZBC são coincidentes com as ZBR. As possíveis razões pelo qual isso ocorre serão discutidas no capítulo seguinte. Portanto, assim como nas seções de eletroresistividade, foi possível diferenciar as seções de polarização induzida em dois grupos distintos, baseados na distribuição das ZAC e ZBC.

O primeiro grupo, abrange as seções L01 a L05 (figura 31 a, b, d, e), com exceção da L03 (figura 31c), e da mesma forma que nas seções de eletroresistividade, é definido por duas regiões sobrepostas bem definidas: uma superior, composta por ZBC contínuas; e uma inferior, composta majoritariamente por ZAC, podendo ser intercaladas por ZIC. Existem regiões anômalas de baixa a intermediária cargabilidade, bastante evidentes na L02 (figura 31b). Na mesma forma que na L01 de eletroresistividade, a L01 de polarização induzida apresentou uma anomalia de cargabilidade intermediária na porção direita da seção (figura 31a).

O segundo grupo, compreende as seções L06 a L08 (figuras 31f a 31h), e é caracterizado pelo predomínio de ZBC, em relação as demais seções. As seções L06 e L08 apresentam ZIC discretas em sua porção superior das seções. Ao contrário da L06 (figura 31f), que apresenta uma pequena região de cargabilidade intermediária na parte inferior esquerda da seção, as seções L07 e L08 apresentam anomalias bem definidas de alta cargabilidade imersas em zonas de baixa cargabilidade (figura 31g e 31h).

A L03, da mesma forma que as seções do grupo 1, apresentou uma ZBC na parte superior da seção. Porém, por essa ZBC apresentar expressiva continuidade na parte inferior direita da seção, não foi enquadrada no grupo (figura 31c). Ademais, esta seção apresenta uma proeminente anomalia de alta cargabilidade na sua parte inferior central e esquerda, que grada para zonas de menor cargabilidade.

a. L01

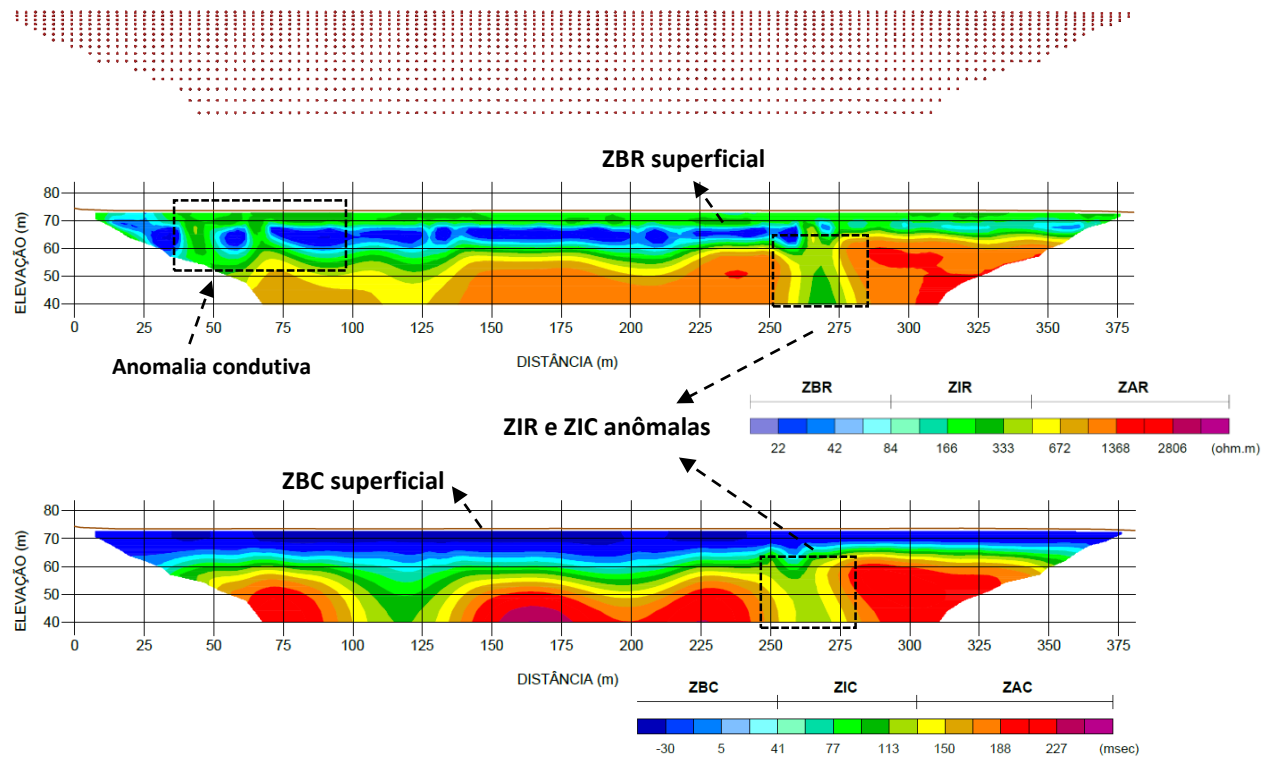
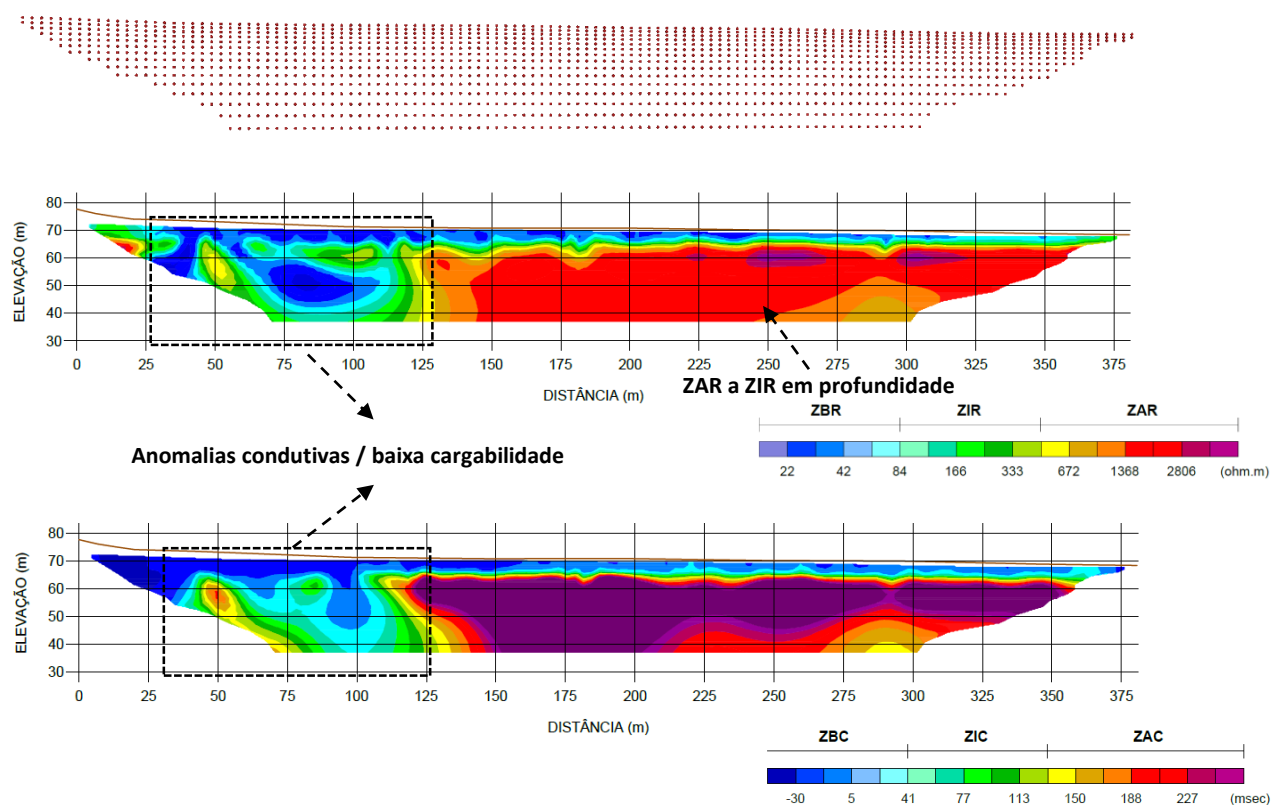


Figura 31 – (a) Seção L01 de eletrorresistividade (superior) e polarização induzida (inferior). A linha marrom em ambas as seções representa a topografia do terreno. Acima das seções é exibido um diagrama com os pontos de amostragem para ambos os métodos. Abaixo de cada seção, encontra-se o *range* de cores, com a indicação dos valores de resistividade e cargabilidade, respectivamente. Em ambas as seções são destacadas as principais feições identificadas.

b. L02



c. L03

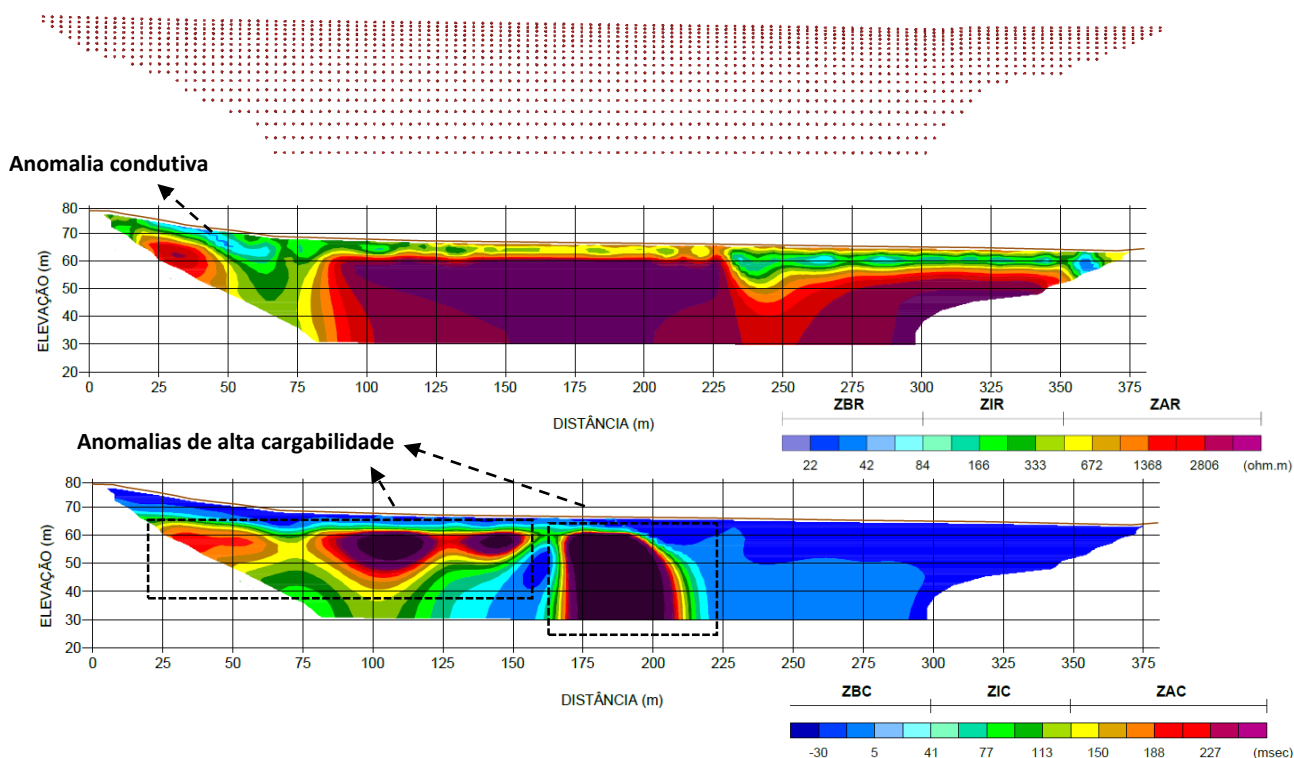
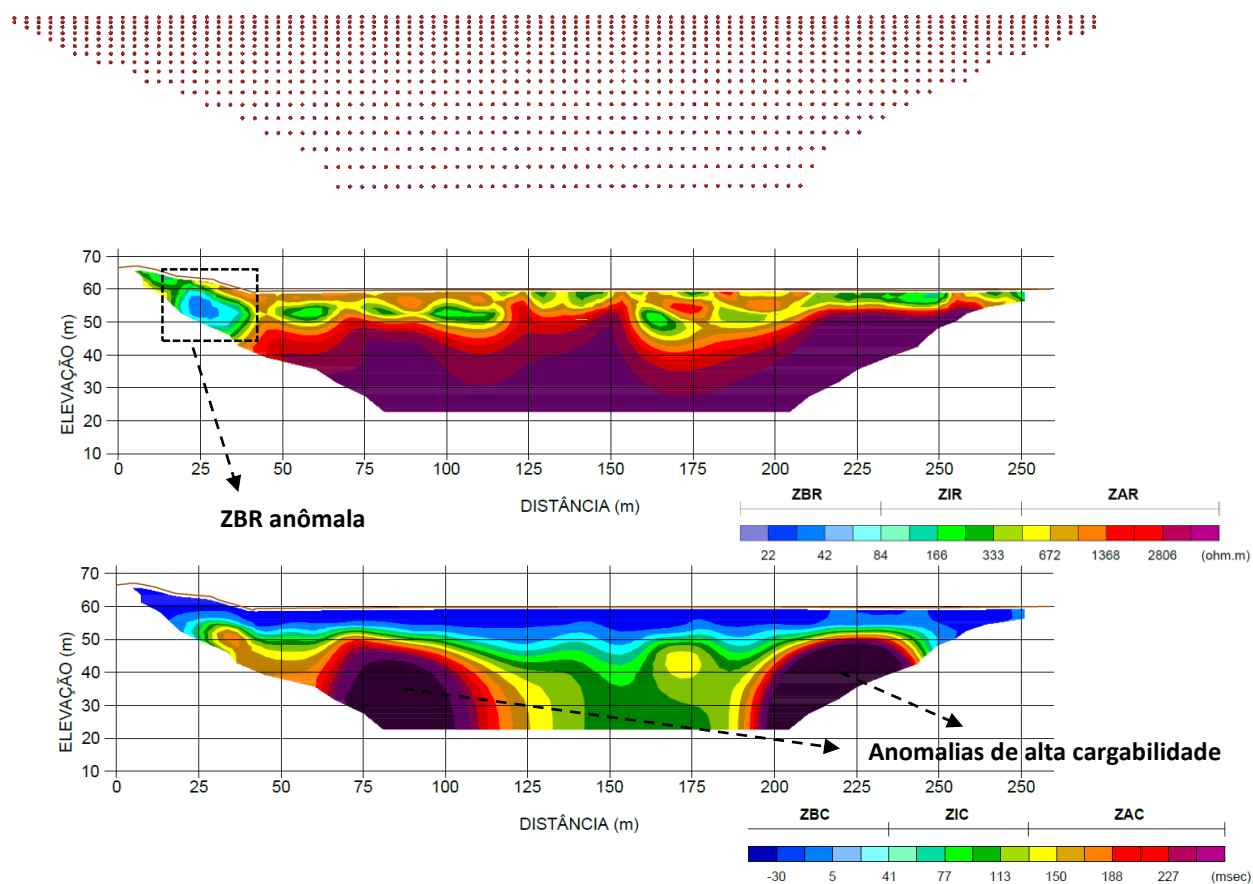


Figura 31 – (b) Seção L02 e (c) Seção L03 de eletrorresistividade (superior) e polarização induzida (inferior). A linha marrom em todas as seções representa a topografia do terreno. Acima das seções L02 e L03 é exibido um diagrama com os pontos de amostragem para ambos os métodos. Abaixo de cada seção, encontra-se o range de cores, com a indicação dos valores de resistividade e cargabilidade, respectivamente. Em todas as seções são destacadas as principais feições identificadas.

d. L04



e. L05

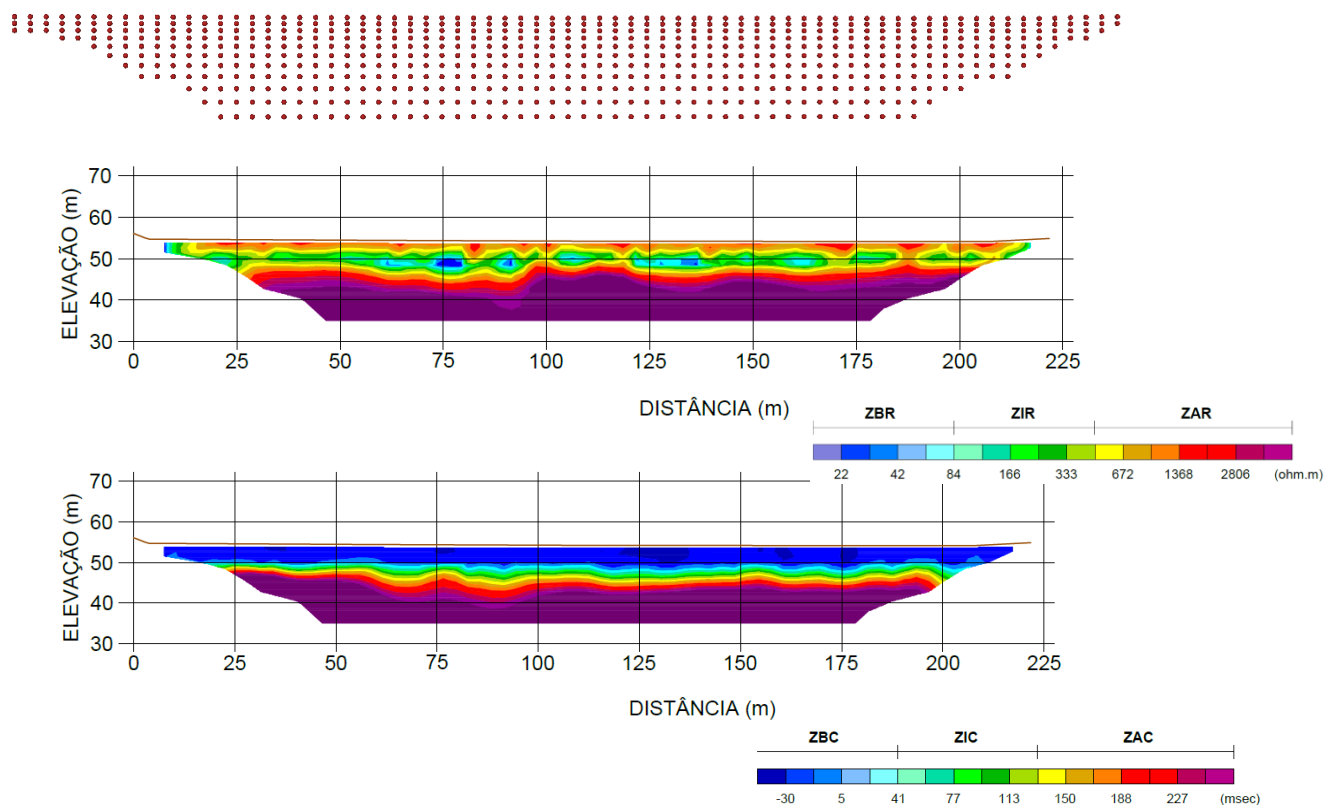
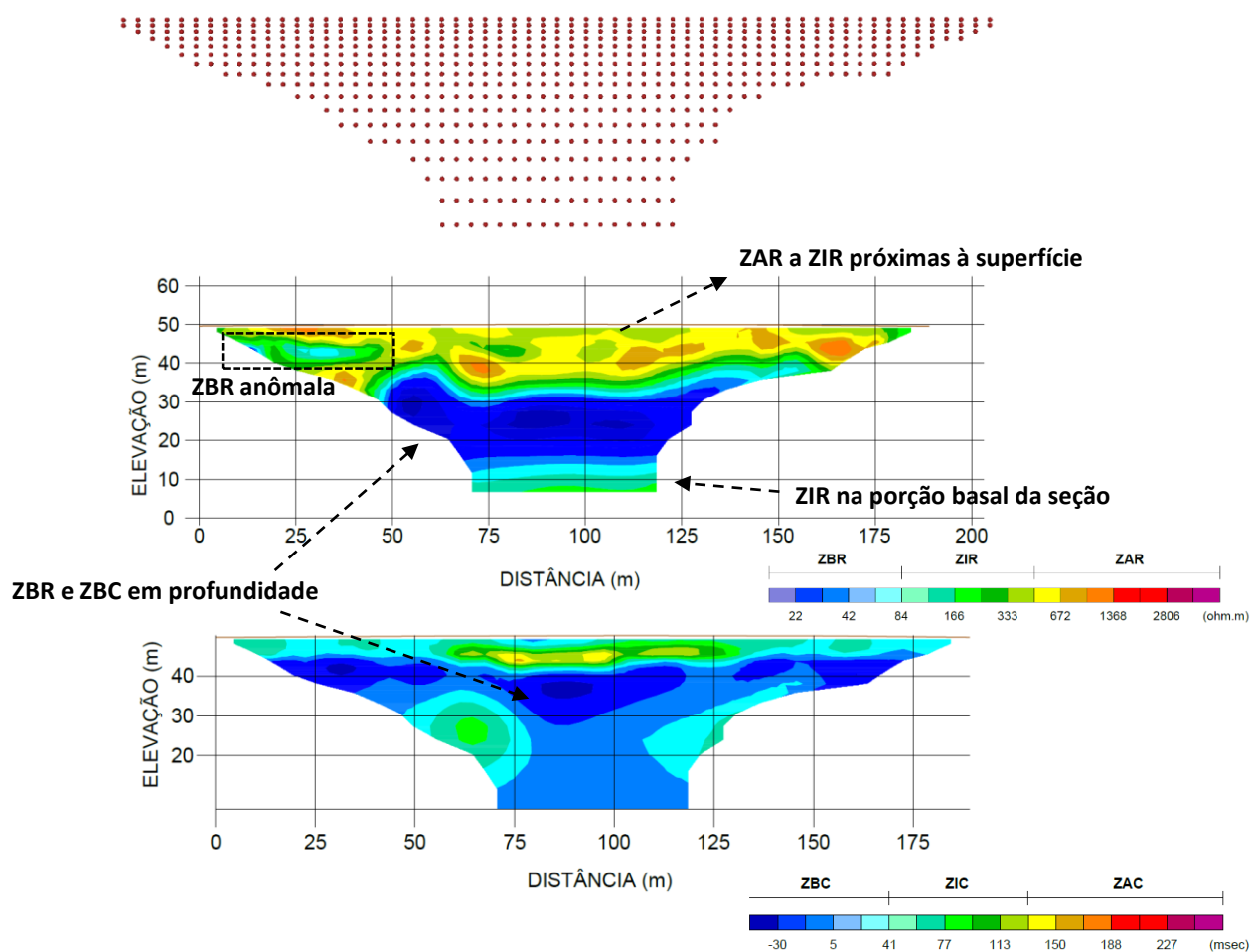


Figura 31 – (d) Seção L04 e (e) Seção L05 de eletrorresistividade (superior) e polarização induzida (inferior). A linha marrom em todas as seções representa a topografia do terreno. Acima das seções L04 e L05 é exibido um diagrama com os pontos de amostragem para ambos os métodos. Abaixo de cada seção, encontra-se o *range* de cores, com a indicação dos valores de resistividade e cargabilidade, respectivamente. Na seção L04 são destacadas as principais feições identificadas.

f. L06



g. L07

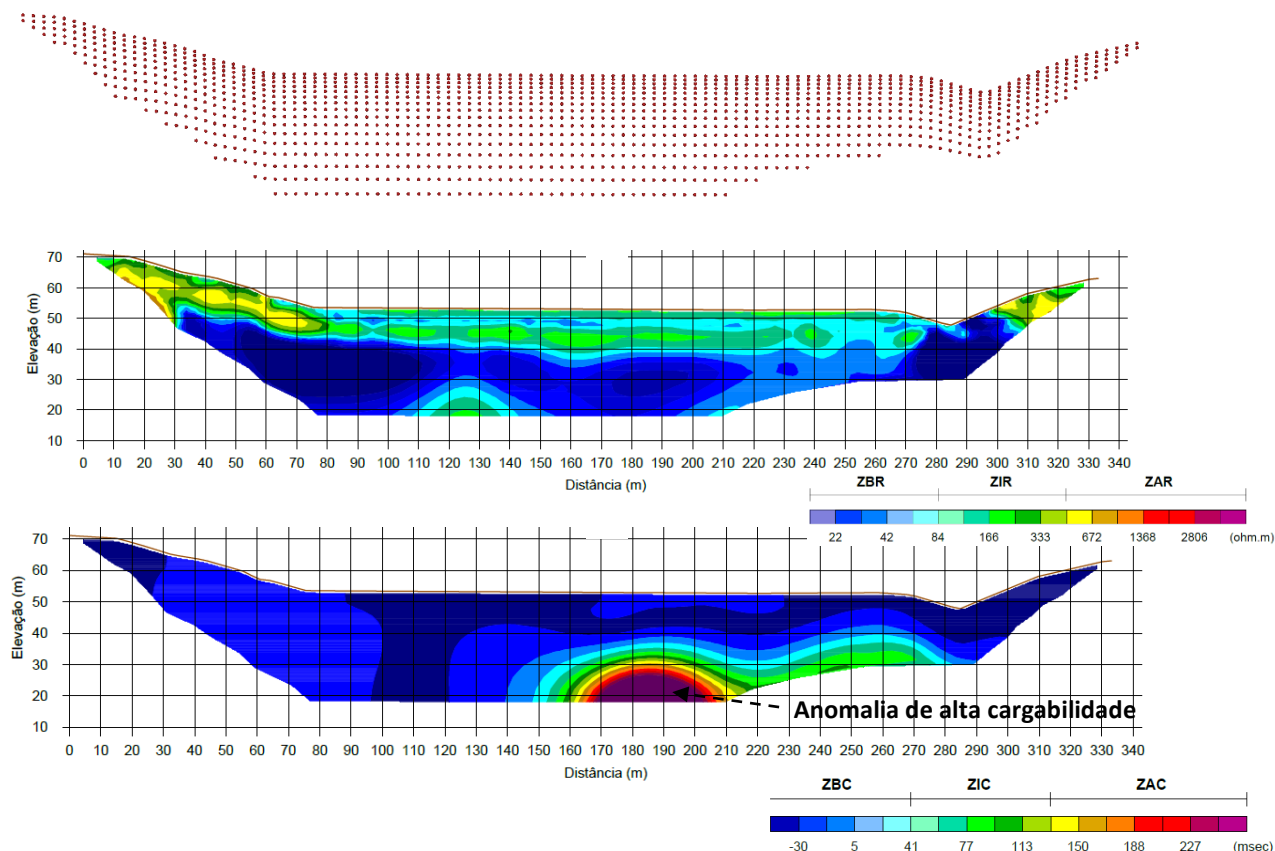
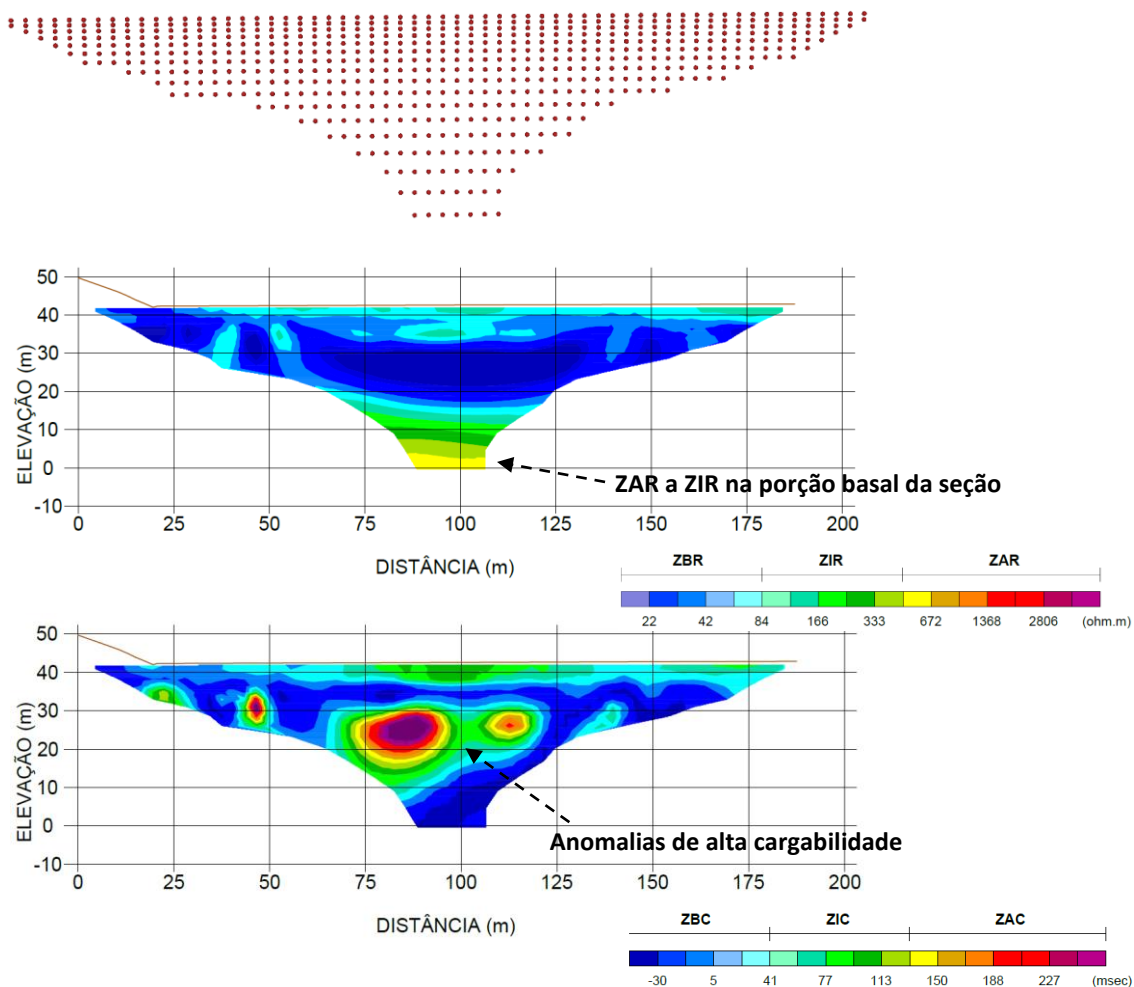


Figura 31 – (f) Seção L06 e (g) Seção L07 de eletrorresistividade (superior) e polarização induzida (inferior). A linha marrom em todas as seções representa a topografia do terreno. Acima das seções L06 e L07 é exibido um diagrama com os pontos de amostragem para ambos os métodos. Abaixo de cada seção, encontra-se o range de cores, com a indicação dos valores de resistividade e cargabilidade, respectivamente. Em todas as seções são destacadas as principais feições identificadas.

h. L08



i.

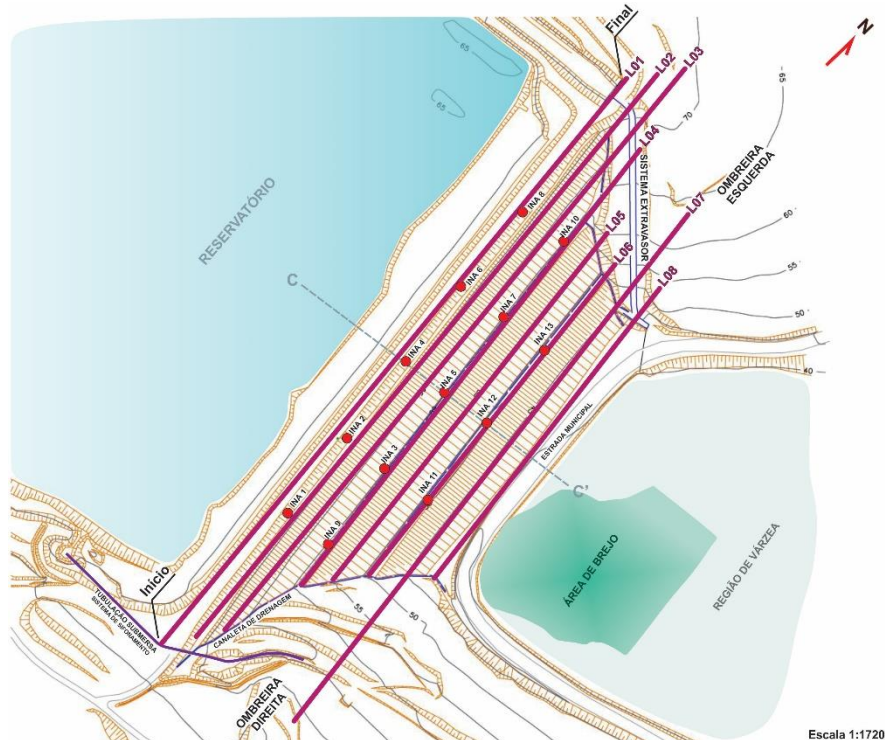


Figura 31 – (h) Seção L08 de eletrorresistividade (superior) e polarização induzida (inferior). A linha marrom em todas as seções representa a topografia do terreno. Acima da seção L08 é exibido um diagrama com os pontos de amostragem para ambos os métodos. Abaixo de cada seção, encontra-se o *range* de cores, com a indicação dos valores de resistividade e cargabilidade, respectivamente. Nas seções são destacadas as principais feições identificadas. (i) Mapa com a localização das oito seções realizadas, indicando o início e final da aquisição dos dados.

A partir dos dados já processados no *software* Res2DInv, houve a geração de um arquivo texto contendo os valores das coordenadas (X, Y e Z), resistividade e cargabilidade para cada ponto de medida adquirida durante o levantamento. Com esse arquivo, foi possível gridar os dados elétricos no *software* Geosoft, acarretando em um modelo tridimensional de eletrorresistividade e de cargabilidade para a Barragem B1.

Uma vez gerados esses modelos tridimensionais, denominados de *Voxel* pelo *software*, foi possível integrá-los com a topografia da barragem (figura 32).

Além disso, com o uso da ferramenta “*clipping*” no *software*, foi feita uma análise das zonas de baixa, intermediária e alta resistividade e cargabilidade separadamente ao longo do maciço. As figuras 33 e 34 mostram a compartimentação dessas zonas, em diferentes perspectivas (visão da ombreira direita – acima e visão da ombreira esquerda – abaixo).

Nos modelos 3D de eletrorresistividade (figura 33), foi observado valores menores de resistividade ($< 113 \text{ ohm.m}$) nos níveis mais superficiais da barragem, próximos à crista. Na região próxima à ombreira direita, ocorre também uma zona condutiva, que se prolonga até a base da estrutura. Lá, há uma significativa ZBR, contínua horizontalmente, que grada para valores intermediários de resistividade. Ao longo do maciço existem pequenos núcleos condutivos, porém não são expressivos.

Zonas de resistividade intermediária se distribuem no intermédio do maciço e gradam para valores de alta resistividade, à medida que se aproxima da fundação da estrutura. Na ombreira direita, é possível notar um núcleo resistivo.

Já no modelo 3D de cargabilidade (figura 34), foi constatado uma alternância de valores de alta e baixa cargabilidade nas porções superficiais da barragem. Assim como no modelo 3D de eletrorresistividade, à medida que se aproxima da parte inferior da B1, os valores de cargabilidade se tornam consideravelmente maiores, configurando ZAC.

A discussão desses resultados ocorrerá no capítulo seguinte.

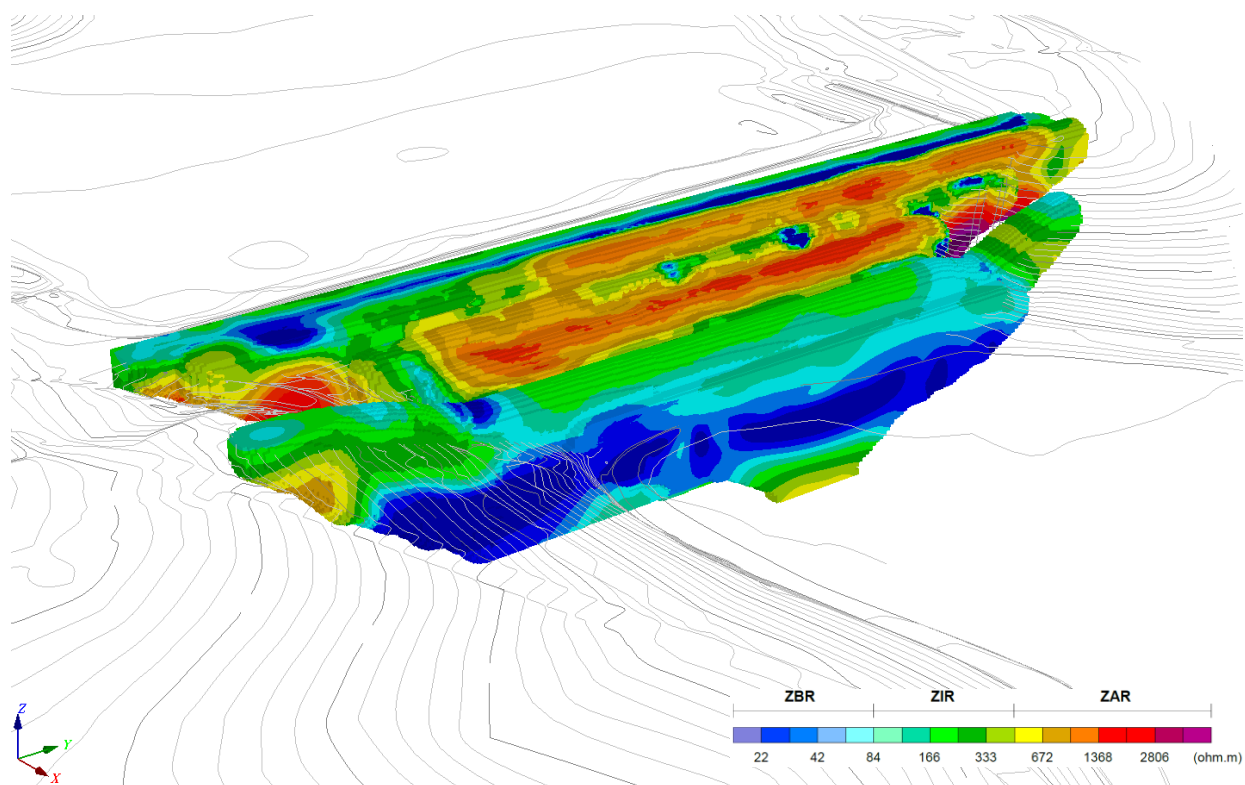
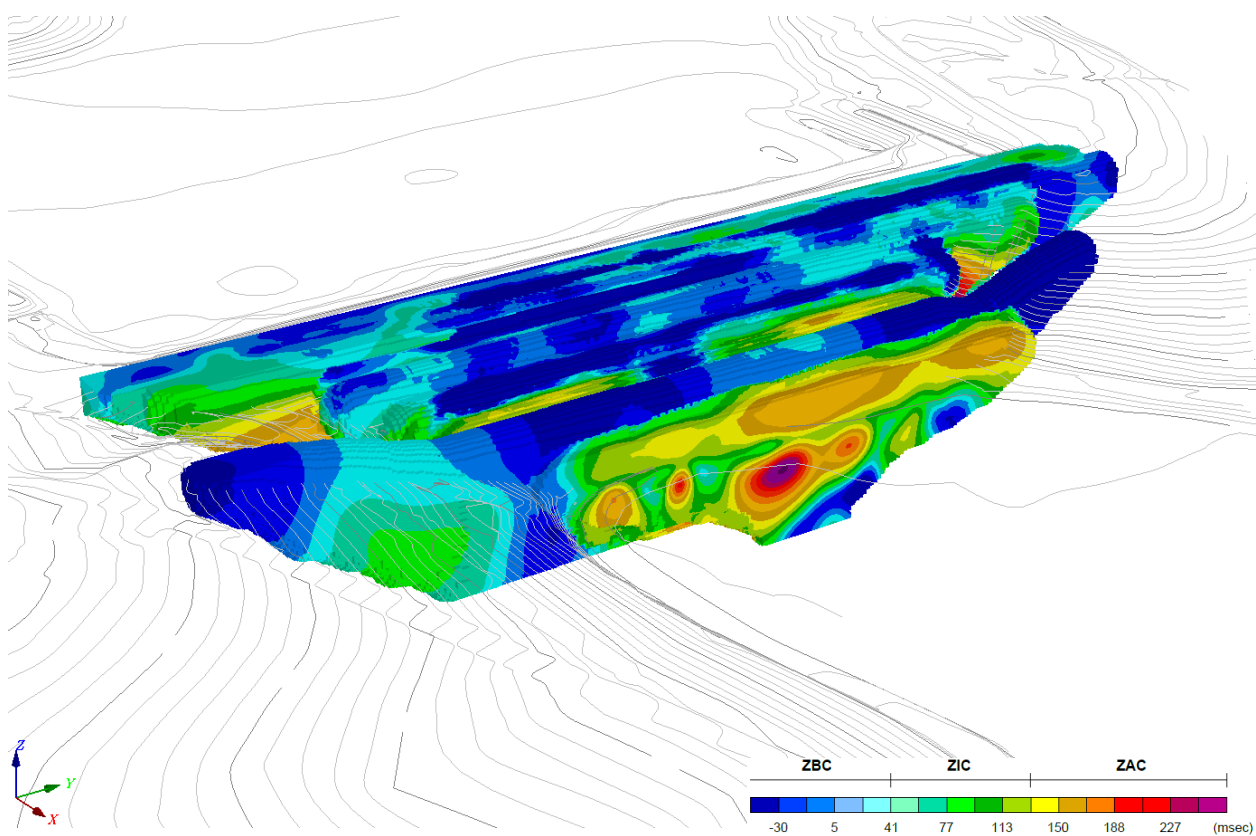
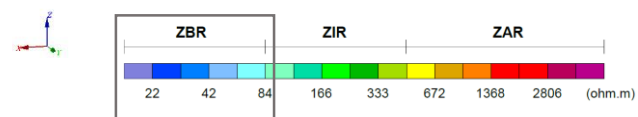
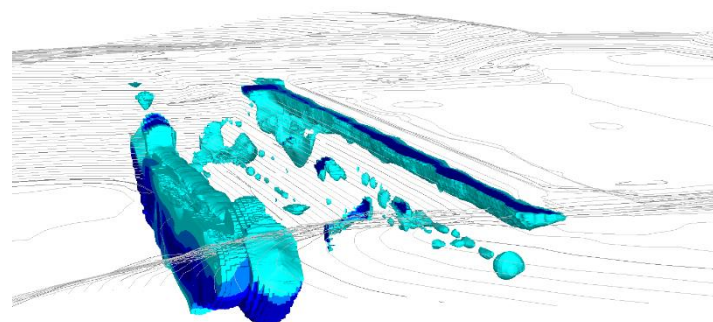
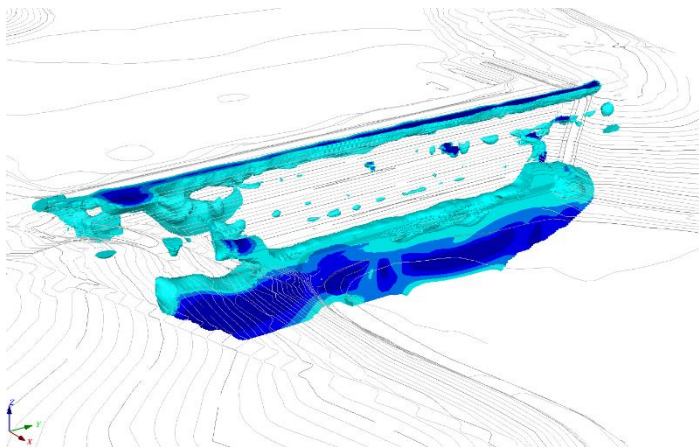
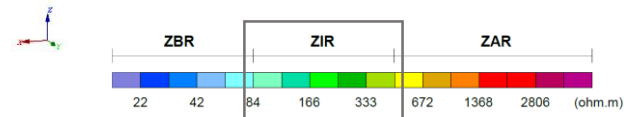
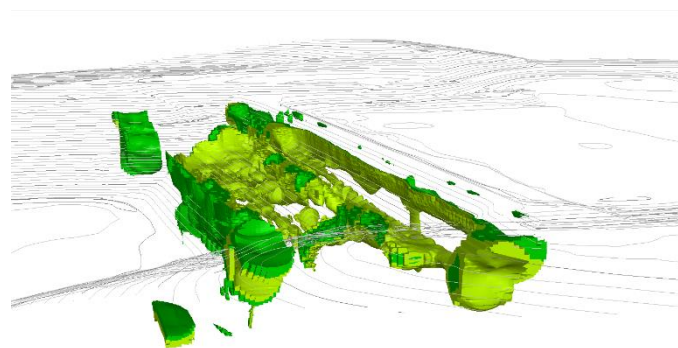
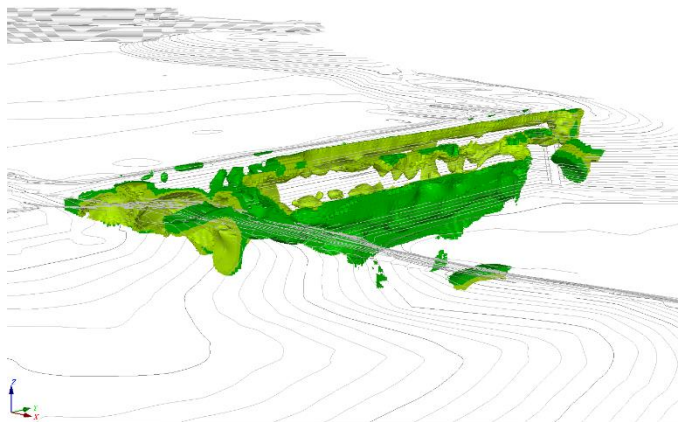
a.**b.**

Figura 32 - Modelo tridimensional (3D) de eletrorresistividade (a) e cargabilidade (b) em perspectiva.

ZONAS DE BAIXA RESISTIVIDADE



ZONAS DE RESISTIVIDADE INTERMEDIÁRIA



ZONAS DE ALTA RESISTIVIDADE

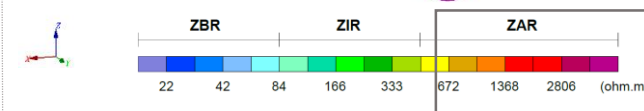
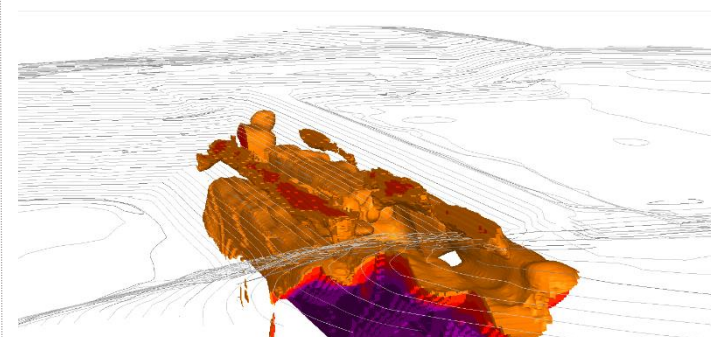
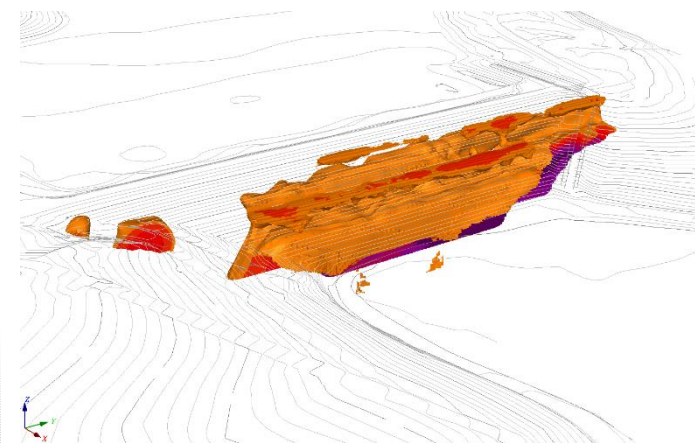
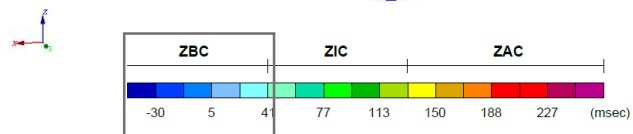
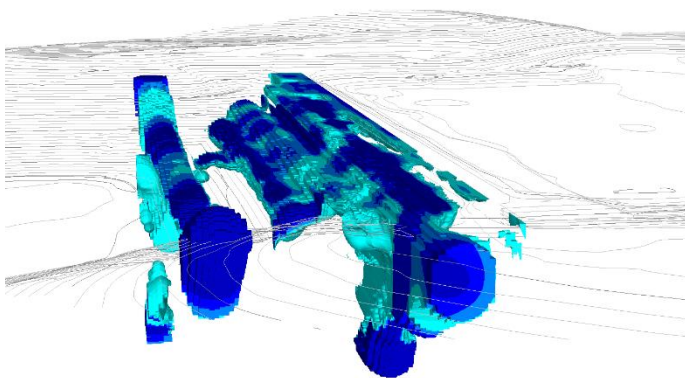
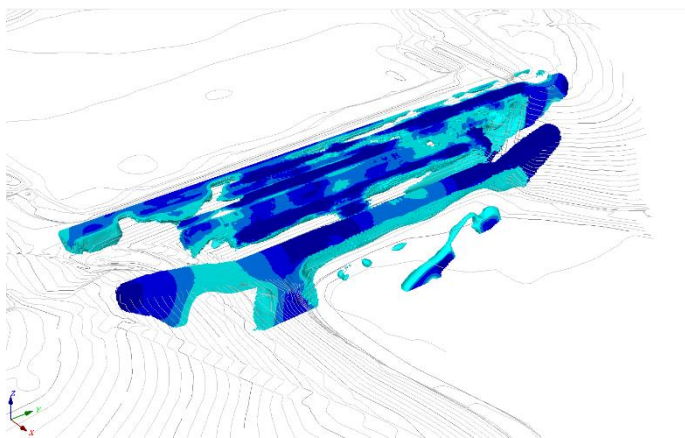
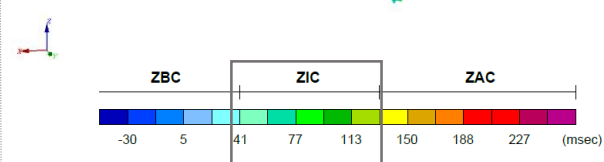
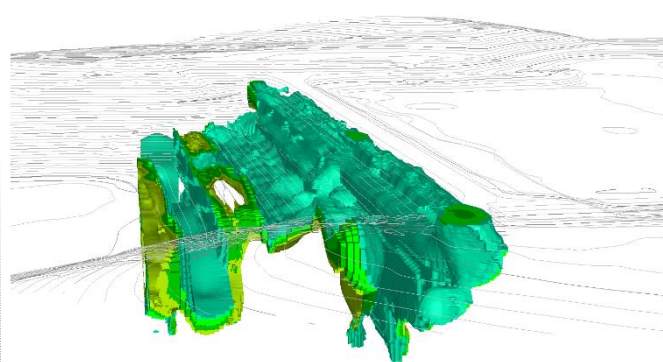
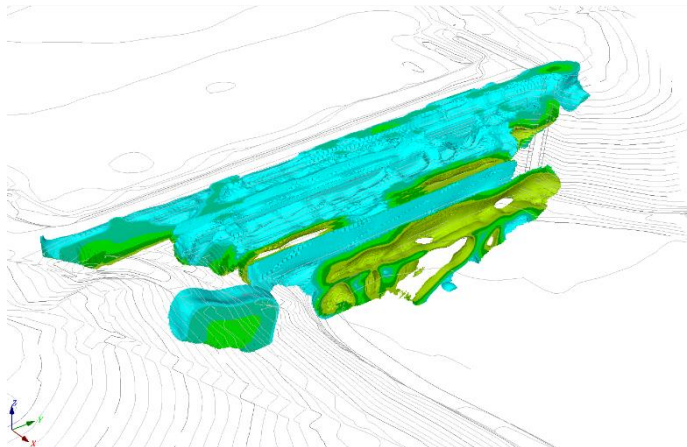


Figura 33 - Da esquerda para direita, zonas de baixa, intermediária e alta resistividade, observadas individualmente e de diferentes perspectivas. Acima, essas zonas encontram-se vistas da ombreira direita, enquanto que nas figuras abaixo, a visualização ocorre da ombreira esquerda. Abaixo de cada coluna, há o *range* de cores e com respectivos valores, onde há destaque para o intervalo exibido.

ZONAS DE BAIXA CARGABILIDADE



ZONAS DE CARGABILIDADE INTERMEDIÁRIA



ZONAS DE ALTA CARGABILIDADE

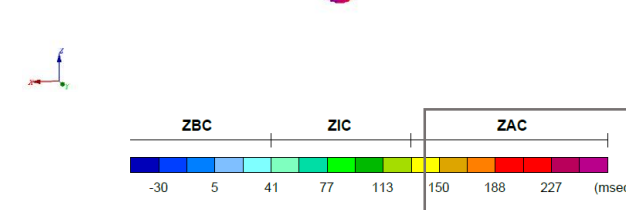
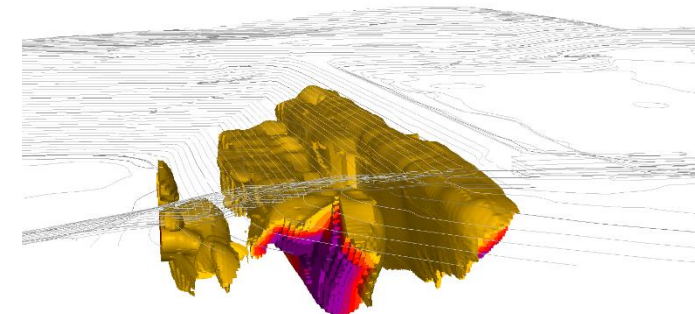
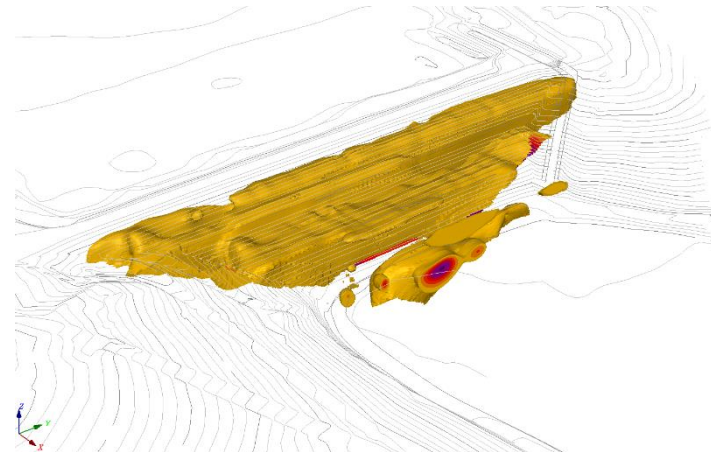


Figura 34 - Assim como na figura anterior, da esquerda para direita, zonas de baixa, intermediária e alta cargabilidade, observadas individualmente e de diferentes perspectivas. Acima, essas zonas encontram-se vistas da ombreira direita, enquanto que nas figuras abaixo, a visualização ocorre da ombreira esquerda. Abaixo de cada coluna, há o *range* de cores e com respectivos valores, onde há destaque para o intervalo exibido.

4.2. POTENCIAL ESPONTÂNEO

A realização do método de potencial espontâneo teve como finalidade identificar percolações no interior do maciço da Barragem B1, e uma vez detectado, indicar seu sentido de fluxo.

Desse modo, houveram 2.500 metros de aquisição de dados de SP, ao longo do maciço e da ombreira esquerda da barragem B1 (Tabela 4), sendo os dados de polarização natural calculados em miliVolt (Mv).

Tabela 4 - Inventário das aquisições geofísicas de SP na Barragem B1, mostrando o comprimento (em metros) das seções.

Nome da linha CE / IP	Comprimento (m)
L01	381,00
L02	409,00
L03	396,00
L04	337,00
L05	306,00
L06	271,00
L07	233,00
L08	167,00

Os 503 pontos de leituras de potencial (figura 35), após serem filtrados e retirados efeitos indesejáveis, como a eliminação de pontos anômalos, geraram uma malha regular. A partir desta malha, através da técnica de interpolação de krigagem, foi possível confeccionar o mapa de contorno de equipotenciais da área estudada. A figura 35 mostra o mapa de potencial espontâneo com dados filtrados da área de estudo. O mapa mostra valores de potencial natural entre - 45 e 60 miliVolt (mV).

A fim de evidenciar o contraste das anomalias e feições de maior interesse na pesquisa, foram adotadas cores de preenchimento de contorno das equipotenciais, partindo-se do lilás para o vermelho, sendo as cores mais frias correspondentes aos menores valores de potencial medido (valores) negativos, e as cores mais quentes equivalentes aos maiores valores (valores positivos).

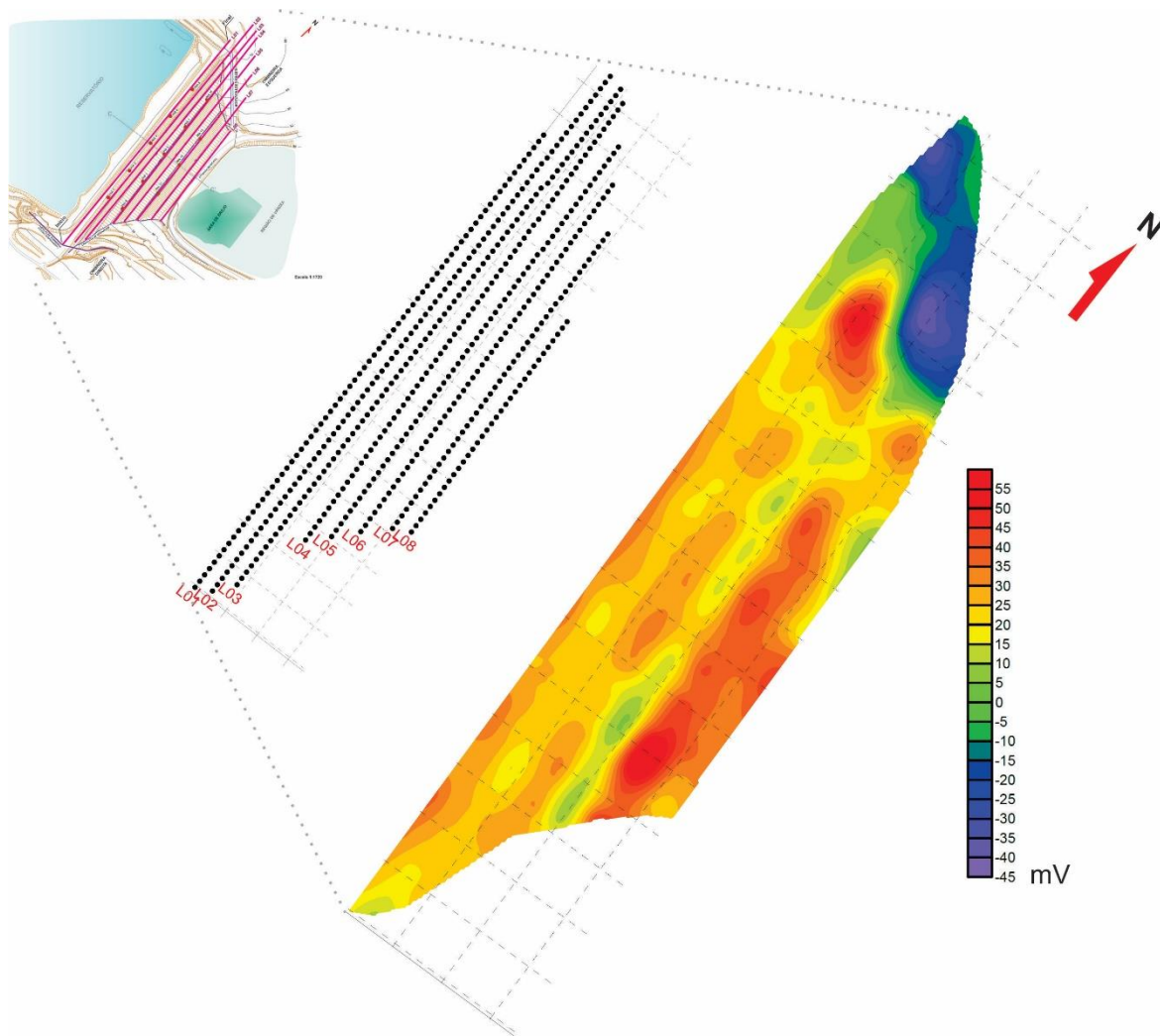


Figura 35 - A esquerda, o mapa de localização das linhas de SP adquiridas em campo. Mais a direita, o mapa de pontos de leituras de potencial, totalizando 503 pontos de medida. Por fim, o mapa de potencial espontâneo com dados filtrados da área de estudo

A distribuição das repostas geofísicas na região do maciço é majoritariamente homogênea, havendo predominância de valores acima de 15 mV. Os pontos de maior potencial (58 - 60 mV) estão localizados próximo às bermas inferiores e à ombreira esquerda do barramento (Figura 36).

Apesar da semelhança de valores ao longo do maciço, existem regiões anômalas, entre 0 e 15 mV, dispersas ao longo dessa zona. Além disso, na região da ombreira esquerda, ocorre a predominância de valores abaixo de 0 mV, que gradam para valores maiores de polarização a medida que se aproxima do maciço.

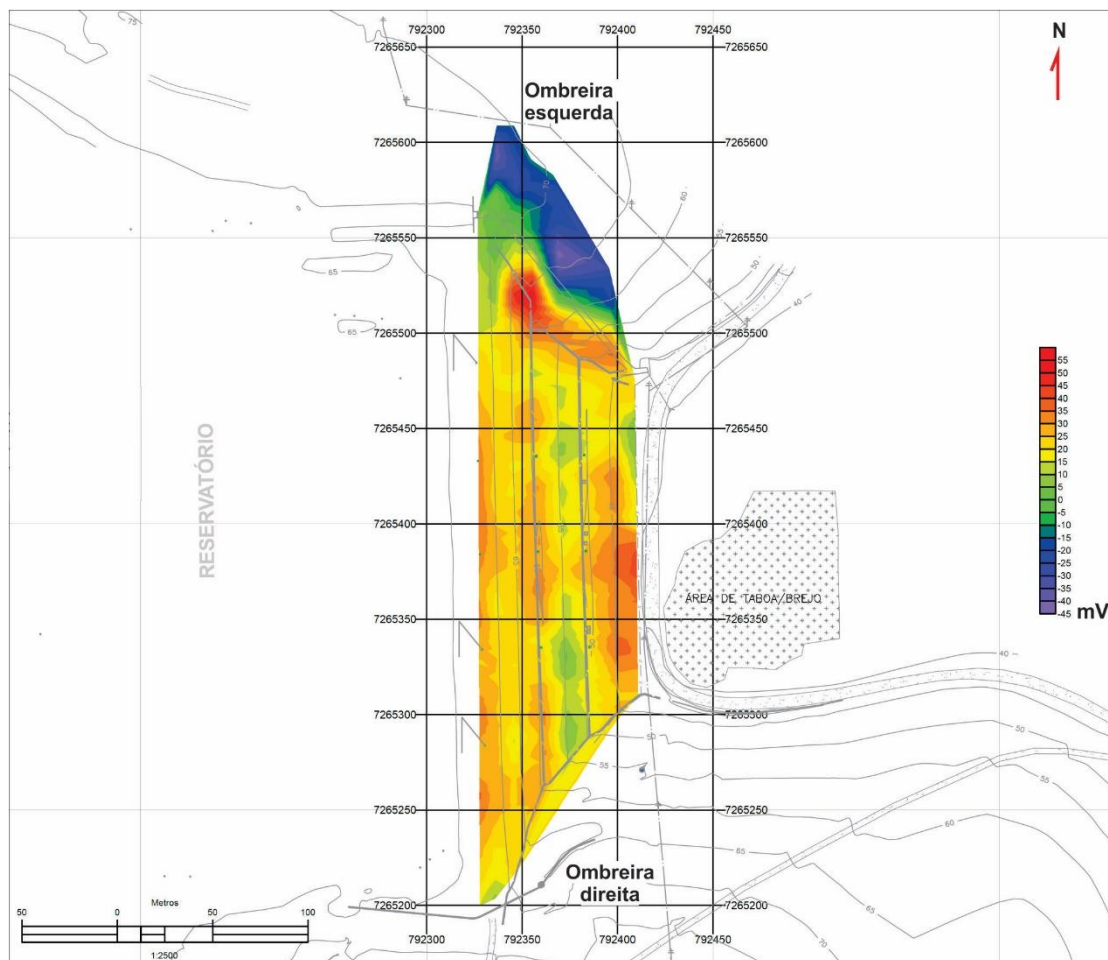


Figura 36 - Mapa do potencial espontâneo, sobreposto à planta da Barragem B1.

5. DISCUSSÕES

Os dados gerados pelos três métodos geofísicos (eletrorresistividade, polarização induzida e potencial espontâneo) descritos anteriormente, aliados às informações presentes em relatórios geotécnicos disponibilizados por essas empresas, forneceram importantes informações acerca dos diferentes tipos de materiais constituintes da estrutura e sobre os INAs instalados no maciço. Sendo assim, as interpretações e correlações geológica-geofísicas foram, portanto, baseadas nos dados contidos nesses documentos (Geoconsultoria, 2015; Geoconsultoria, 2016; Geoconsultoria, 2017; Leme Engenharia, 2016)

5.1. ELETORRESISTIVIDADE E POLARIZAÇÃO INDUZIDA

A partir dos resultados de eletrorresistividade e polarização induzida apresentados, optou-se por discutir esses dados em conjunto, devido à semelhança na disposição das zonas de alta e baixa resistividade / cargabilidade. Além disso, preferiu-se realizar uma análise dos dados de maneira compartimentada, individualizando as duas zonas da Barragem B1 que o levantamento desses métodos contemplou: região do maciço e região próxima às ombreiras. Como os resultados próximos à ombreira esquerda não apresentaram feições distintas do maciço, sua interpretação não foi segmentada, como na região da ombreira direita.

Para embasar as correlações aqui feitas, foi utilizado uma seção tipo da Barragem B1, exibida no capítulo 2 (figura 13), localizadas na região central do maciço (seção CC'). Esta foi escolhida por apresentar todos os materiais constituintes da estrutura e por isso, permitir uma avaliação mais ampla das respostas geofísicas da Barragem B1.

Também, para fins de correlação com os dados geofísicos, foi utilizado dados de Indicadores de Nível d'Água (INAs). A Tabela 2, no capítulo 2, indica a cota no nível d'água dos instrumentos. A figura 37 mostra seu posicionamento em três dimensões, além de indicar o nível da água medido em cada um deles.

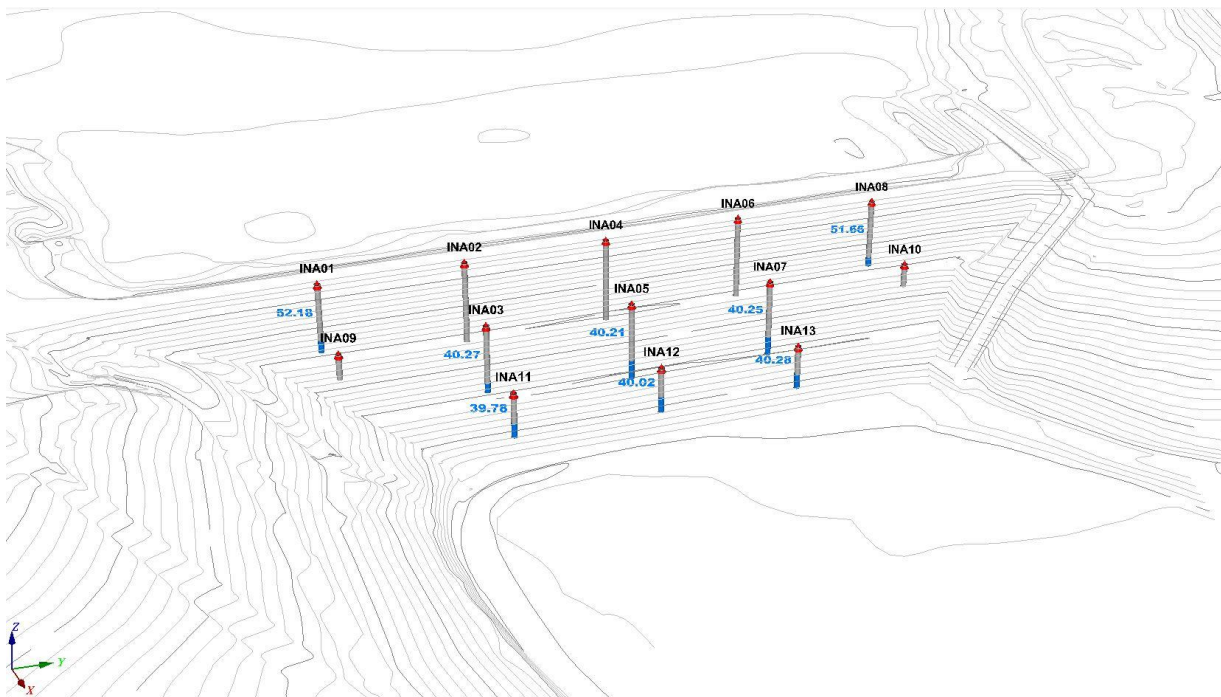


Figura 37 - Posicionamento dos INAs no maciço da Barragem B1, em um modelo topográfico tridimensional. Nos INAs, além de conter a numeração dos instrumentos, há também o valor medido da cota da água.

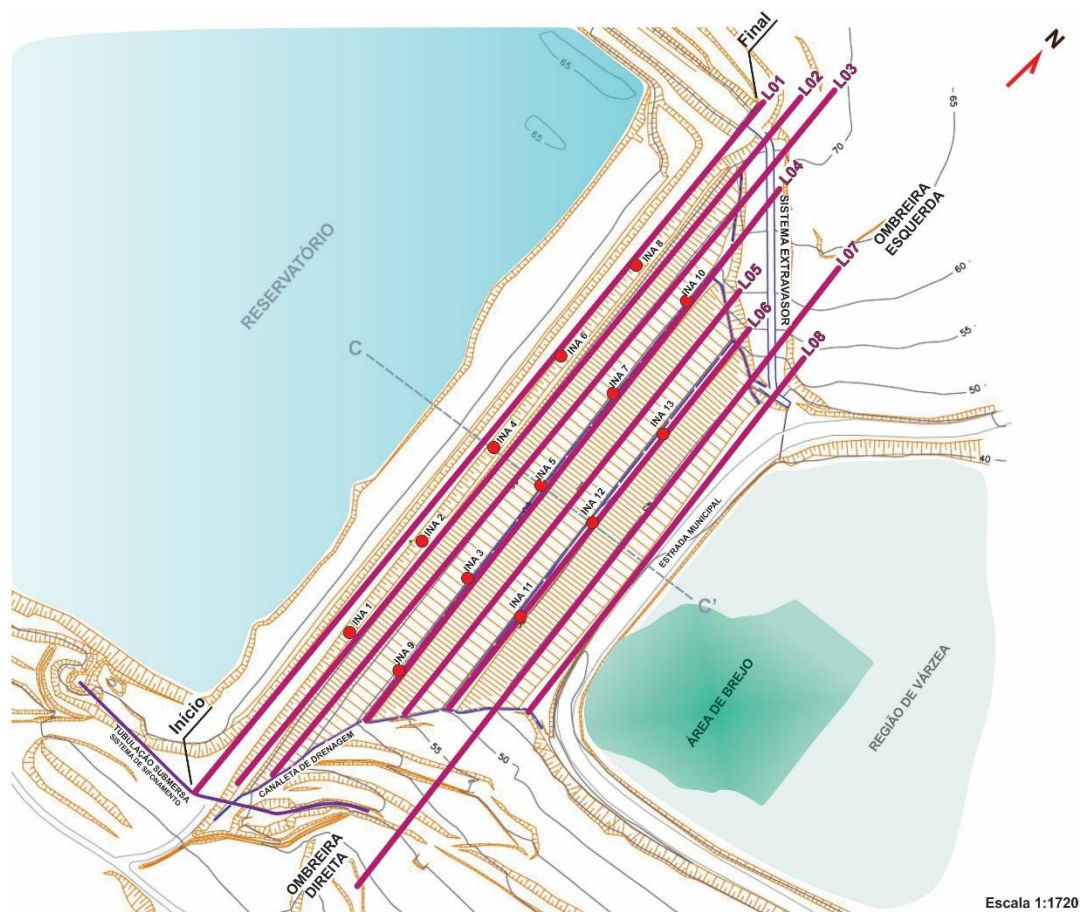


Figura 38 - Posicionamento em planta dos INAs no maciço da Barragem B1, e sua proximidade com as seções elétricas.

A figura 38 apresenta a localização desses INAs, em planta, no maciço da Barragem B1, sua proximidade com as seções elétricas, além da localização da seção tipo CC'. É válido ressaltar que essas medições utilizadas no processo interpretativo foram realizadas próximas ao período de aquisição de dados geofísicos, para uma correlação mais fidedigna.

5.1.1. REGIÃO DO MACIÇO

Nas seções L01 a L05 de ER e IP foi possível notar a presença de um estrato superficial, com resistividade e cargabilidade menor do que no restante das seções.

Essa camada, de modo mais detalhado nas seções L01 e L02, apresenta valores predominantemente de baixa resistividade ($< 84 \text{ ohm.m}$) e baixa cargabilidade ($< 41 \text{ msec}$).

Correlacionando-as com as seções tipo da barragem (figura 39), foi possível associar essas zonas de menor condutividade e menor cargabilidade com o septo e com o aterro argiloso, presente na região subsuperficial à crista.

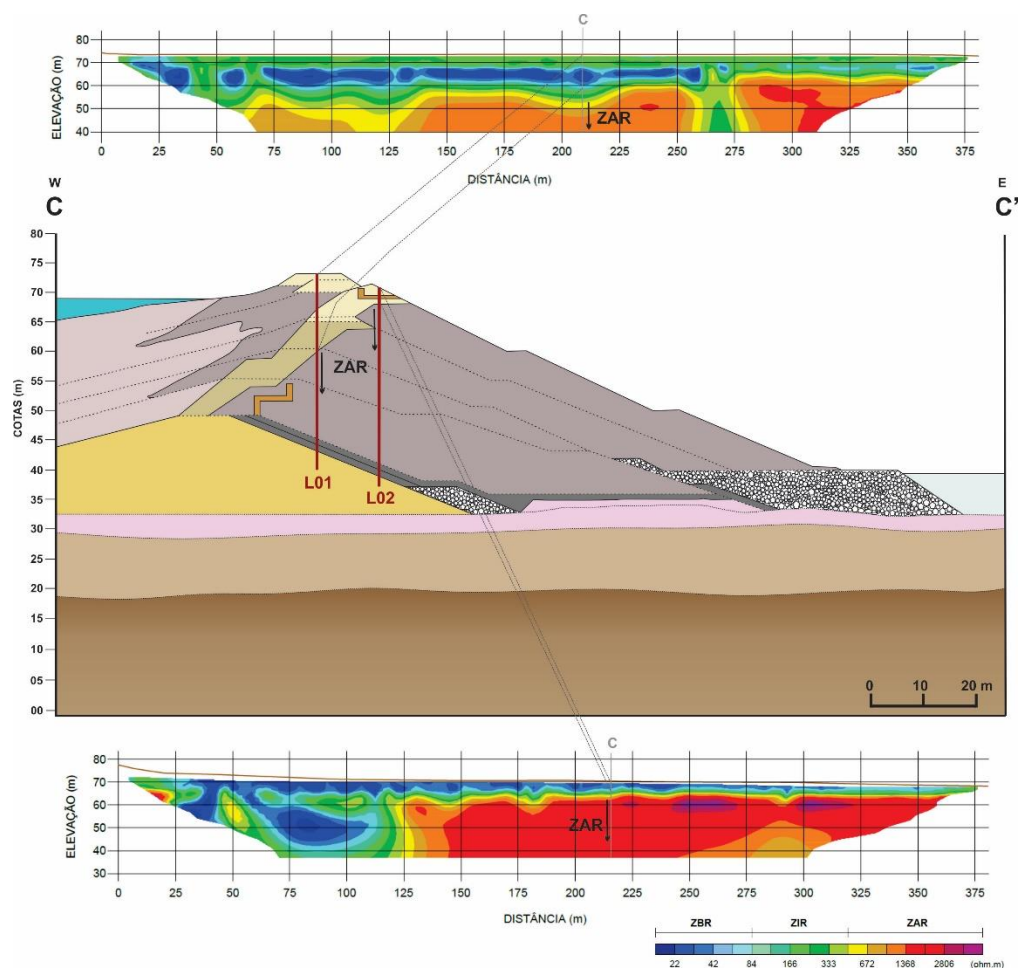


Figura 39 - Correlação entre as zonas condutivas superficiais, das seções L01 (acima) e L02 (abaixo), com a seção tipo CC', associadas com materiais argilosos e o filtro de areia. Estas ZBR, gradam em profundidade para ZAR, correlacionáveis com o rejeito arenoso de calcário, que compõe o maciço.

A resposta geofísica de eletrorresistividade já era esperada, pois a argila, como mostrado na figura 15 do capítulo 3, é caracterizada por ser um material semicondutor no meio geológico e apresenta, teoricamente, um valor de condutividade maior do que carbonatos. Ademais, devido suas propriedades físicas, as argilas apresentam naturalmente um teor de umidade bem mais elevado em comparação ao aterro de calcário observado na parte mais profunda destas seções.

Em relação aos baixos valores de cargabilidade nas seções L01 e L02, é preciso pontuar que as causas do fenômeno de IP ainda não estão claras, como mencionado no capítulo 3. Todavia, os autores citados neste trabalho destacam as variações na mobilidade de íons em fluidos na rocha (Polarização de Membrana) e variações entre a condutividade iônica e eletrônica, onde minerais metálicos estão presentes (polarização Metálica). Tendo em vista que não há minerais metálicos que compõem a estrutura da Barragem B1, é possível afirmar que mecanismos de Polarização de Membrana governam as respostas IP obtidas neste levantamento.

Devido à presença de argila na porção superficial do maciço, pode-se afirmar que esta, assim como no método de eletrorresistividade, condiciona os baixos valores de cargabilidade. A argila possui cargas de superfície expressivas, de modo que, quando estes grãos estão em contato com o espaço poroso, podem atrair uma nuvem de íons positivos e dessa forma, gerar expressivos valores de cargabilidade, como dito e ilustrado no capítulo 3 (figura 20b).

Entretanto, por se tratarem de argilas puras, não há canais de poros adequados para que haja essa interação iônica (lembrar que quando o conteúdo mineral de argila aumenta, o tamanho e quantidade de canais diminui). Dessa forma, a baixa permeabilidade do material argiloso puro condicionaria os baixos valores de cargabilidade nessa região da seção. Além disso, como mencionado por Vacquier (1957), o efeito IP diminui com a diminuição da resistividade, logo, é coerente haver zonas condutivas, relacionadas a zonas de baixa cargabilidade.

Ainda na seção L02, além de englobar o aterro argiloso, transpõem o filtro de areia, longitudinal ao eixo da barragem (em laranja na seção tipo, localizado entre as cotas 69 e 71 m). Por essa razão, é plausível assumir que tal estrutura também condiciona a assinatura condutiva e de baixa cargabilidade nas seções de ER e IP. Isso porque, sistemas drenantes, em virtude da contínua circulação de água, acarretam em espaços com material

saturado e/ou com teor de umidade relevante. Isso faz com que ocasionem em anomalias de baixa resistividade, como observado.

A baixa cargabilidade, nesse caso, além de ser condicionada pela baixa resistividade e ausência de argila, é consequência da alta permeabilidade do meio. O aumento de permeabilidade diminui a interação iônica entre grãos e fluido, e por isso, diminui os efeitos de polarização do material, como pontuado no capítulo 3.

Na porção superficial das seções L03 a L05 predominam zonas de resistividade intermediária a alta (84 – 1200 ohm.m) e baixa cargabilidade (< 41 msec). Quando correlacionadas com as seções tipo da Barragem B1 (figura 40), nota-se que essa zona de menor resistividade / cargabilidade é coincidente com o último alteamento realizado a jusante, que atingiu a cota de 71 metros.

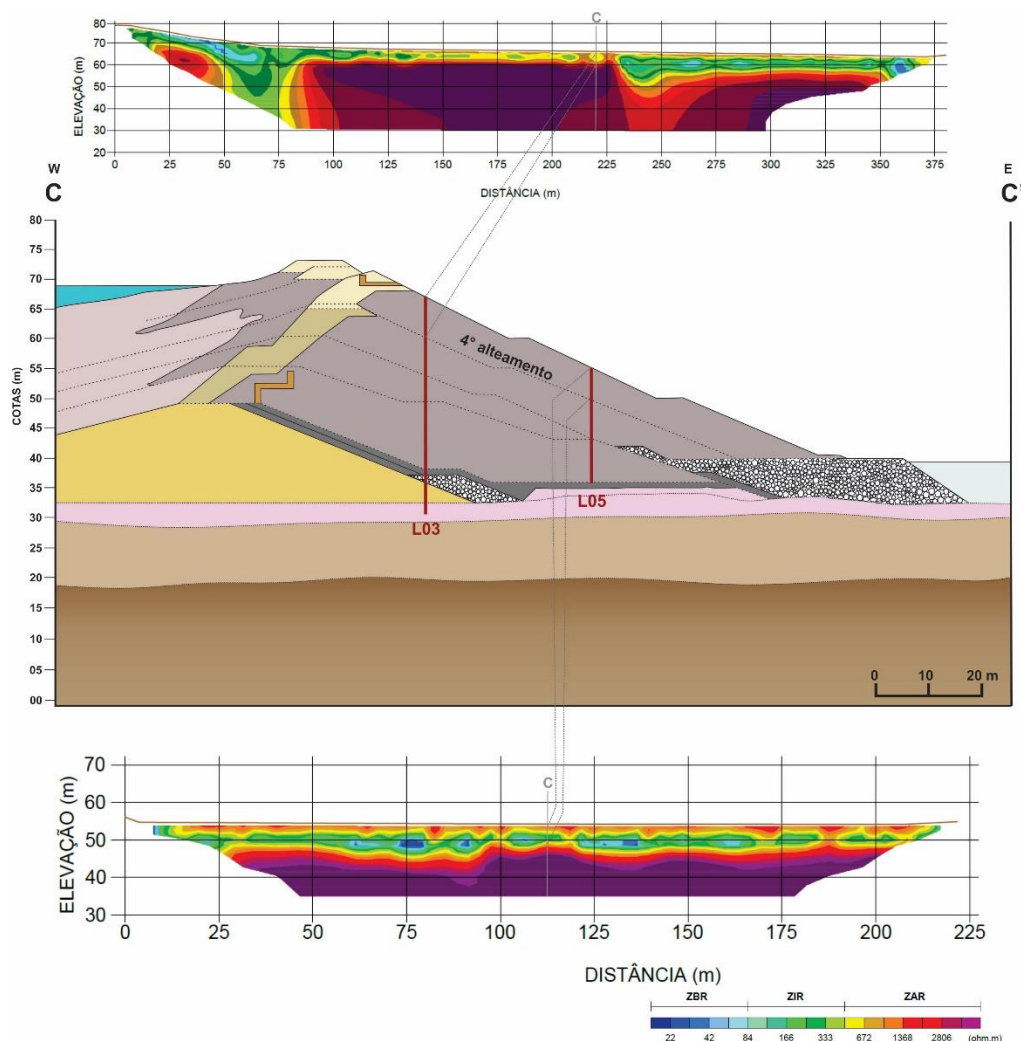


Figura 40 - Correlação entre as zonas superficiais, menos resistivas, das seções L03 (acima) e L05 (abaixo), com o último alteamento a jusante na Barragem B1.

A baixa nesses valores pode ser explicada não pela composição do material, e sim pela proximidade com a superfície e pelo grau de compactação do mesmo. Por ocupar o nível mais superficial da barragem, essa porção, composta por rejeitos arenosos de calcário, apresenta um menor grau de compactação em relação ao material subjacente e por isso, apresenta maior porosidade e permeabilidade que o restante do maciço. Consequentemente, esta região está mais exposta a percolação de fluido meteóricos, tornando-a mais úmida e por isso, com uma assinatura mais condutiva e de menor cargabilidade.

Os pacotes superiores, menos resistivos e pouco polarizáveis, acima interpretados nas seções L01 a L05, apresentam contato gradativo com pacotes mais profundos, os quais se caracterizam por um acréscimo nos valores de resistividade / cargabilidade ($> 500 \text{ ohm.m}$ e $> 130 \text{ msec}$), como mostrado na figura 39. Estes, possuem certa continuidade em todas as linhas de aquisição de dados (L01 – L05), exceto na L03 de IP.

Esses valores mais elevados de resistividade e cargabilidade sugerem a presença de um material de composição provavelmente mais arenosa e/ou pouco saturado. Isso é confirmado ao comparar os dados elétricos com o projeto da Barragem B1, onde é observado que essas zonas são associadas com os rejeitos arenosos de calcário, dispostos ao longo dos sucessivos alteamentos a jusante do barramento.

Como supracitado (figura 15), rochas calcárias apresentam, teoricamente, um intervalo de resistividade maior (em relação ao material argiloso), de $1.000 - 10.000 \text{ ohm.m}$, o que condiz com o *range* de resistividade apresentado pelos rejeitos. O material mais resistivo, e de menor porosidade, também explica os maiores valores de cargabilidade, pelas mesmas razões expostas acima.

É válido pontuar que, ao observar a seção tipo CC', existe um filtro vertical de areia associado a um tapete drenante, formado por brita corrida, que está interligado ao enrocamento do dreno de pé da barragem. Esse sistema tem início na cota 55 m e vai até a cota de 35 m (indicado e exibido na cor cinza na seção CC', figura 13).

Por ser uma estrutura drenante (porosa e permeável), esperava-se que na região em que está contida a mesma houvesse anomalias condutivas na seção. O fato destas não aparecerem nas seções elétricas, L01 – L05, podem ser explicadas por algumas hipóteses.

Uma delas seria que o espaçamento entre os níveis de aquisição de dados elétricos (n) nesta profundidade foi maior que a espessura do tapete drenante (~ 2 metros), mascarando, portanto, as assinaturas geofísicas condutivas nestas porções. A outra hipótese seria que no momento do levantamento, esse dreno estava seco. Os valores dos INAs 2, 4 e 6, contidos na L01 e L02, indicam a ausência de água nessa região da barragem (Tabela 2 e figura 37) e, portanto, corroboram para esse fato.

Entretanto, apesar dos altos valores de resistividade e cargabilidade em profundidade na região do maciço na L04, os INAs 3, 5 e 7, contidos na mesma, indicam nível de água na cota de aproximadamente 40 metros (Figura 41a), e, portanto, a presença de zonas saturadas nas cotas próximas ao sistema de drenagem interna (brita corrida).

Ao observar a seção tipo CC', nota-se que ambas as seções, L04 e L05, transpõem, em profundidade, o tapete drenante da B1 (figura 41b). A acusação de água nesses INAs teria então, relação com essa estrutura, que por condicionar o fluxo de água no barramento, estaria saturada. Entretanto, a ausência de zonas condutivas nessas seções elétricas não corrobora com as informações desses medidores.

A partir disso, foi realizada uma consulta a empresa responsável pela aquisição de dados, a fim de entender esta problemática. Esta, realizou uma análise detalhada do dado bruto para as seções L04 e L05. Foi constatado que no dado “medido” ocorre a presença de poucos pontos de medição condutivos em profundidade, o que sugere associação com uma zona saturada, confirmando assim, as informações balizadas pelos INAs.

Entretanto, essas zonas condutivas não apareceriam nas seções por uma questão de resolução vertical dos dados. Como o sistema drenante se encontra em uma cota bastante inferior à superfície da seção, sua resolução sofre uma queda nessa região (figura 41c), acarretando em um aumento do espaçamento entre os níveis de medição (n). Assim, o tapete drenante, de pequena espessura (figura 41b) não teria sido detectado pelo levantamento geofísico. Em outras palavras, os poucos pontos condutivos que apareceram no dado bruto, não tiveram expressão o suficiente para serem interpolados e aparecerem como zonas condutivas nas seções processadas.

De qualquer modo, foi recomendada a reaquisição de dados para as linhas supracitadas, a fim de tentar imagear o tapete drenante.

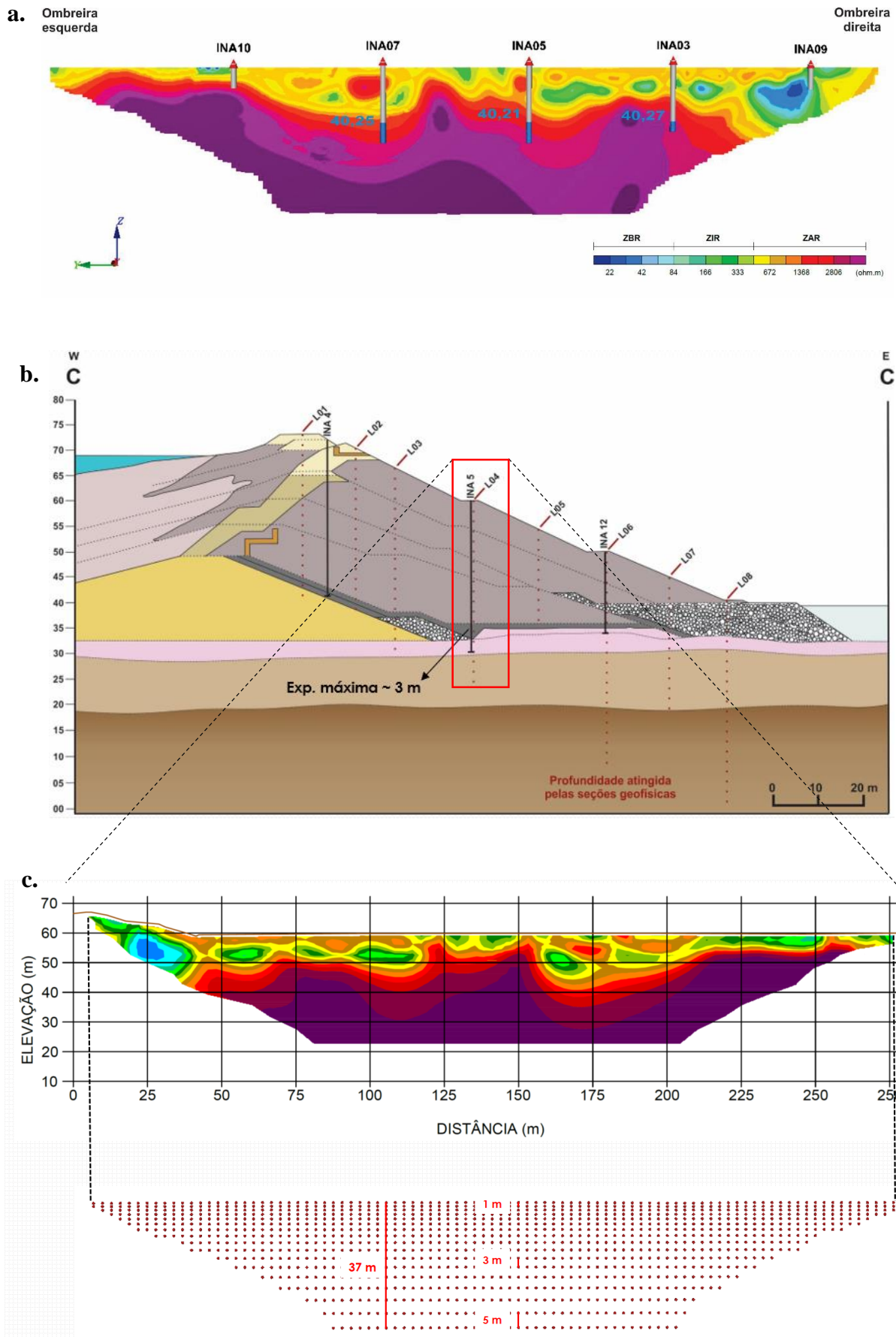


Figura 41 – (a) Correlação entre a seção L04 de eletrorresistividade com os INAs localizados próximos a mesma. Apesar dos equipamentos indicarem zona saturada na cota de ~ 40 metros, a seção geofísica indica zonas de alta resistividade. (b) Destaque para a seção L04 que transpõem, em profundidade, o tapete drenante da B1 (indicado pela cor cinza). Esta estrutura seria a responsável por condicionar a zona saturada indicada pelos INAs nessa região. (c) Seção L04 acima e seu respectivo diagrama com os pontos de amostragem, onde nota-se a perda de resolução vertical dos dados. A figura evidencia que o espaçamento entre os pontos de medida, em maior profundidade, atinge 5 metros, sendo esse espaçamento superior a largura máxima do tapete drenante (3 metros).

Com relação as seções L06 a L08, predominam zonas de baixa resistividade / cargabilidade ($< 84 \text{ ohm.m}$ e $< 41 \text{ msec}$). As seções L06 e L07 apresentam em sua parte superior zonas de resistividade predominantemente intermediária ($84 - 500 \text{ ohm.m}$), que gradam para zonas mais condutivas. Distribuições similares ocorrem nas seções de IP: zonas de maior cargabilidade gradam para zonas de baixa cargabilidade.

Em uma análise mais detalhada, a seção L06 de ER mostra, em sua porção superior, uma alternância de ZAR e ZIR ($166 - 1200 \text{ ohm.m}$), assim como na seção de IP (alternância entre ZAC e ZIC). Estas gradam em profundidade para ZBR / ZBC. Quando comparada com a seção tipo CC' (figura 42a), a porção mais rasa e menos condutiva, corresponde as camadas de rejeito arenoso de calcário mais superficiais, citadas anteriormente. Se comparadas com as respostas geofísicas das linhas L01 – L05, esse material apresenta a mesma assinatura eletroresistiva. Já a porção mais profunda, condutiva e de menor cargabilidade, abrange uma pequena porção da estrutura de enrocamento e se prolonga pela fundação da Barragem B1.

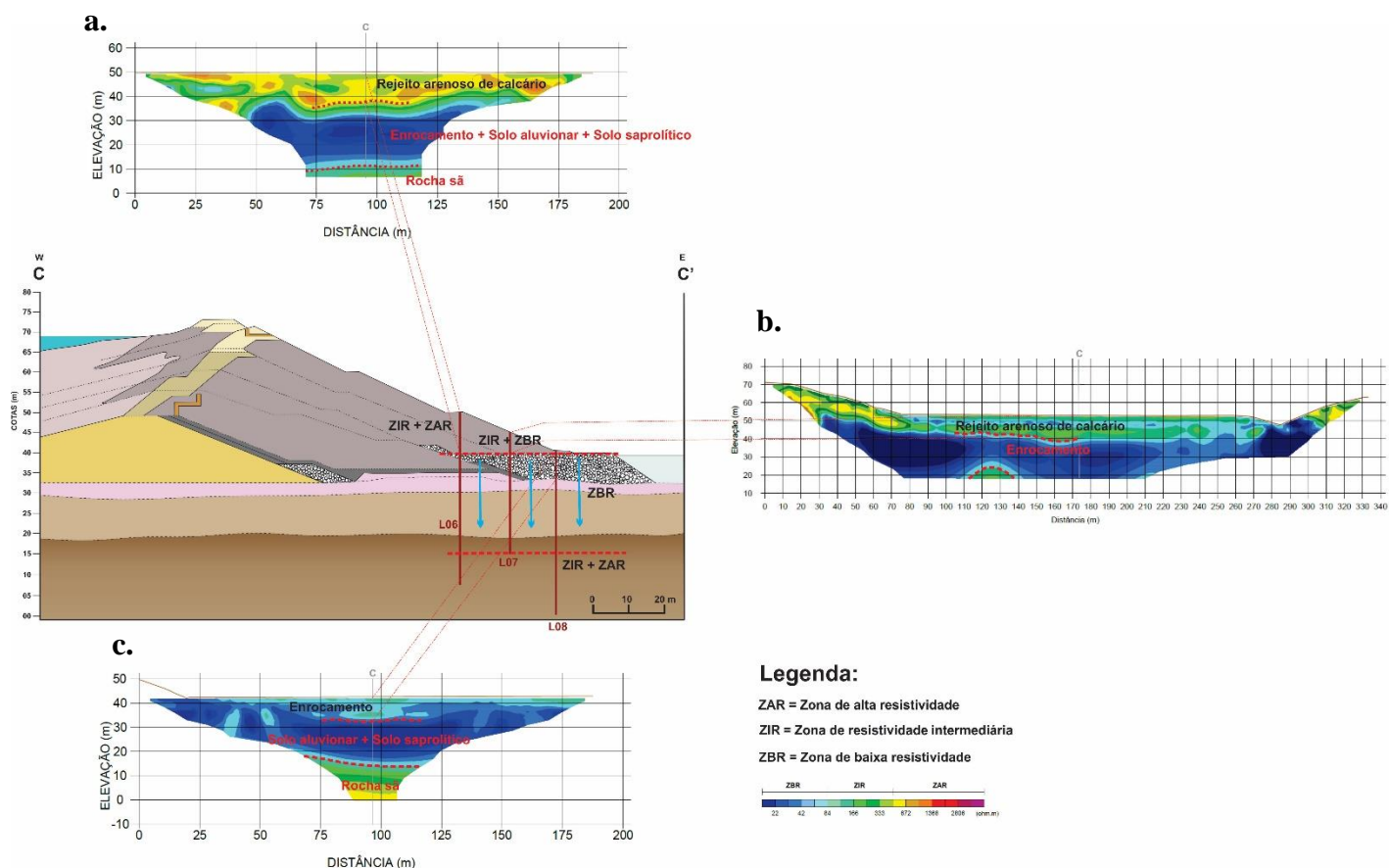


Figura 42 - Correlação das seções de eletroresistividade (a) L06, (b) L07 e (c) L08, com a seção tipo CC' da Barragem B1. Em todas as seções é possível fazer uma diferenciação quanto ao tipo de material e a resposta geofísica, ressaltados pelas linhas tracejadas na figura. Além disso, a análise conjunta das ZBR que aparecem nas três seções, associadas com informações de INAs, permite expor uma zona saturada abaixo da cota de 40 metros.

Na L07 de ER, do mesmo modo que na L06, existe uma zona mais resistiva (predominam ZIR: 84 – 333 ohm.m), que apresenta contato gradual com zonas de maior condutividade. As ZIR correspondem, novamente, com as camadas de rejeito, porém agora, com uma assinatura mais condutiva (< 42 ohm.m), como demonstrado na figura 42b. As ZBR, quando comparadas com a seção CC', relacionam-se com a estrutura de enrocamento.

Na seção L08, as ZBR começam desde a superfície da seção e se prolonga até sua parte inferior, onde há uma mudança gradual para ZIR. Ao ser comparada com a seção CC' (figura 42c), nota-se que a L08 abrange uma grande parte da estrutura de enrocamento e posteriormente, continua para a fundação do barramento.

No momento em que se analisa essas três seções em conjunto, como feito na figura 42, nota-se um aumento relativo da concentração de ZBR em direção ao pé da barragem, como exibido no modelo 3D de resistividade (figura 33). Além disso, o enrocamento apresenta uma assinatura condutiva em todas essas seções.

Como descrito anteriormente, essa estrutura de enrocamento, compõem o sistema de drenagem da B1, sendo, portando, uma estrutura porosa, permeável e que funciona como dreno de pé do barramento. Isso faz com que essa região seja naturalmente úmida, o que justifica as respostas elétricas condutivas.

Além disso, essas ZBR podem ter relação com a proximidade do terreno pantanoso (brejo), que ocorre a jusante do pé da barragem. Na seção L08, mais próxima desse brejo, as ZBR começam desde a superfície. Uma vez feita a relação entre baixa resistividade e a presença de uma zona saturada, isso indica que o lençol freático está praticamente aflorante.

Sendo assim, esse terreno alagadiço, indicado na planta da barragem (figura 12) e situado próximo a cota de 40 m, fundamenta a saturação do material abaixo dessa elevação, uma vez que sua composição é argilosa, como consta no perfil geotécnico da região. Consequentemente, isso justifica os baixos valores de resistividade e cargabilidade nas seções L06 a L08.

Pequenas zonas de maior resistividade / cargabilidade nessas seções podem ser explicadas por núcleos no solo mais secos do que o terreno ao redor ou por blocos de

rocha sã, imersos no material intemperizado. Ademais, a proximidade com essa zona saturada explica os menores valores de resistividade para o rejeito de calcário na L07.

Essas ZBR / ZBC também são corroboradas através dos valores indicados pelos INAs 11, 12 e 13, que mostram valores de nível d'água em torno de 40 m (Tabela 2 e figura 37). A figura 43 correlaciona esses instrumentos com a seção L06. Lá, é possível perceber que a ZBR está coerente com a zona saturada indicada pelos INAs. Desse modo, além do terreno alagado na cota de 40 m, esses equipamentos são mais um dado direto que aponta a presença dessa zona saturada, mostrada pelos dados geofísicos.

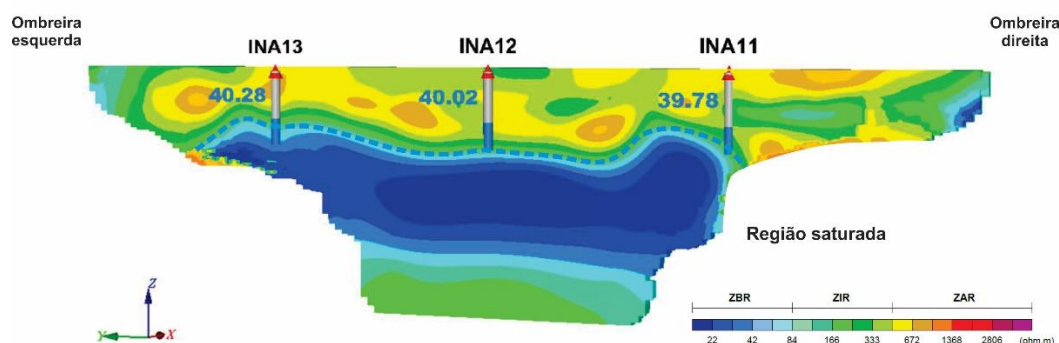


Figura 43 - Correlação entre a seção L06 de eletrorresistividade com os INAs localizados próximos a mesma. A associação mostra que a ZBR é coerente com a zona saturada indicada pelos equipamentos, na cota de 40 metros.

5.1.2. REGIÃO PRÓXIMA À OMBREIRA DIREITA

As respostas geoeletricas na região das seções próximas à ombreira direita, apresentam anomalias com baixos valores de resistividade e cargabilidade ($< 84 \text{ ohm.m}$ e $< 41 \text{ msec}$).

Esses baixos valores, que aparecem dispostos em anomalias elipsoidais, apresentam maior destaque nas seções de eletrorresistividade, e são observados com clareza nas seções L01 a L04 (figura 44 a, b, c, d). Também nas seções L05 e L06 (figura 44 e, f), ocorrem regiões anômalas próximas da ombreira direita. Na seção L07, a ZBR perfaz toda a seção e por isso, não se destaca nenhuma anomalia de baixa resistividade, como nas demais seções.

Ao consultar o relatório da auditoria técnica de segurança da barragem B1 (Leme Engenharia, 2016), consta que na região das ombreiras, ocorre uma camada superficial de solo coluvionar argiloso, com espessura de 4 m, sobreposto à um solo residual argilo-siltoso.

Em um primeiro momento, esperava-se que esse tipo de material, argiloso, fosse o responsável por fornecer tal assinatura condutiva nas seções L01, L02 e L07, que sobrepoem a ombreira direita. Entretanto, em uma análise mais detalhada, e observando a figura 45A, é possível notar que as anomalias se estendem para a região do maciço, composta por rejeitos arenosos de calcário, indicando que não é apenas a diferença composicional da estrutura que condiciona as ZBR / ZBC.

Dito isso, essas anomalias também poderiam sugerir a presença de material saturado ou com um teor de umidade alto o suficiente para ocasionar a baixa resistividade. Além disso, a alta condutividade também pode ser uma indicadora de fluxo de água.

O dado apresentado pelo INA 01, próximo da seção L02 (figura 45b), indica nível de água na cota 52,18 m (Tabela 2 e figura 37), sendo consistente com a anomalia de baixa resistividade / cargabilidade e corroborando para a hipótese da presença de água na região.

Quando é feita a sobreposição das linhas elétricas com a projeto da barragem, nota-se que o início das linhas L01 a L04, se encontram próximas do sistema de sifonamento, localizado na ombreira direita, e responsável por transferir água da Barragem B1 para a Barragem B12, a jusante. Em outras palavras, existe um sistema de drenagem no local, que comporta um fluxo constante de água.

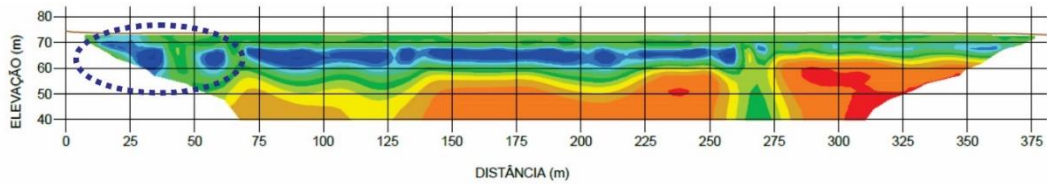
Desse modo, a presença dessa estrutura na ombreira direita da Barragem B1, pode sugerir que o aporte de água, causador dessas anomalias, advém da tubulação do sifonamento, apontando para possíveis danos nesse sistema de drenagem.

Quando analisado essas anomalias em conjunto, nota-se que as mesmas apresentam continuidade a jusante da barragem. Isso evidencia a possibilidade de um fluxo de água (figura 46).

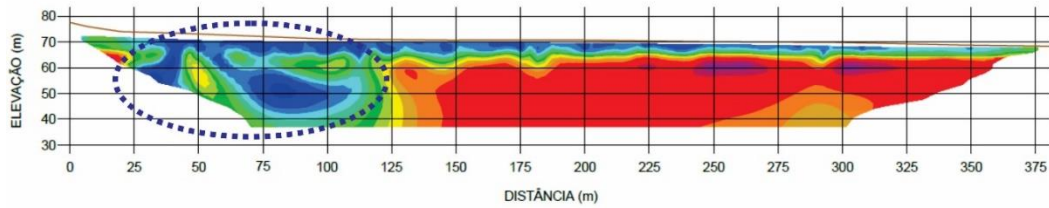
Como evidenciado de forma clara na seção L02, a não continuidade lateral dessas ZBR / ZBC em direção ao maciço, sugerem uma limitação desse fluxo em direção ao centro da barragem. Ainda assim, a figura 46 indica que essa anomalia já avança na região

direita da estrutura, o que sugere uma pequena contribuição de água da ombreira em direção ao aterro.

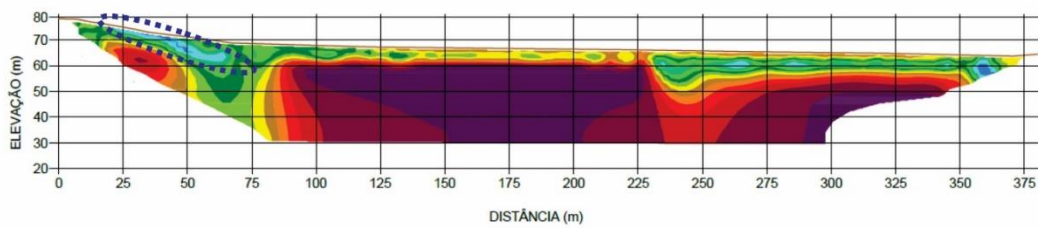
a. L01



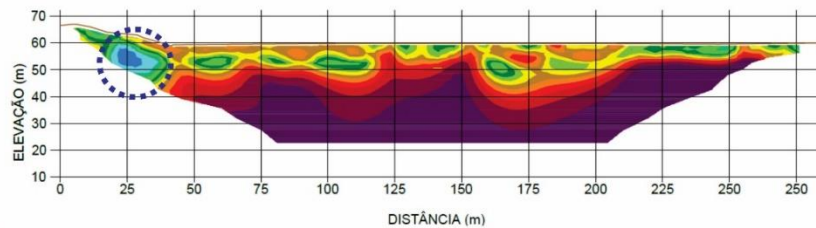
b. L02



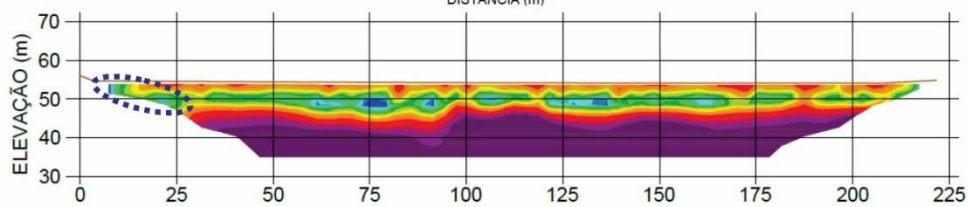
c. L03



d. L04



e. L05



f. L06

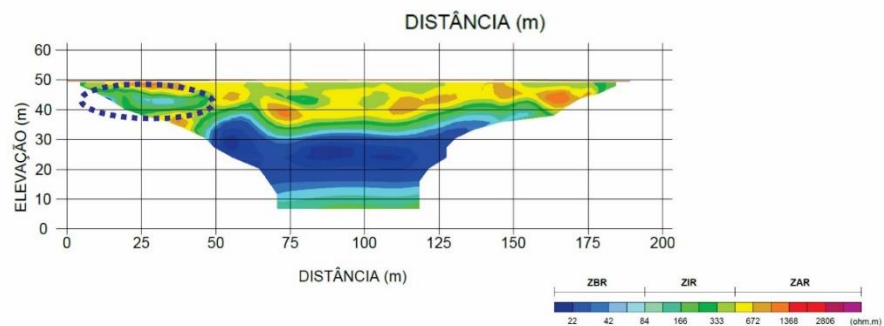


Figura 44 - Seções de eletrorresistividade, L01 – L06 do topo para base, com anomalias condutivas na região próxima à ombreira direita da Barragem B1.

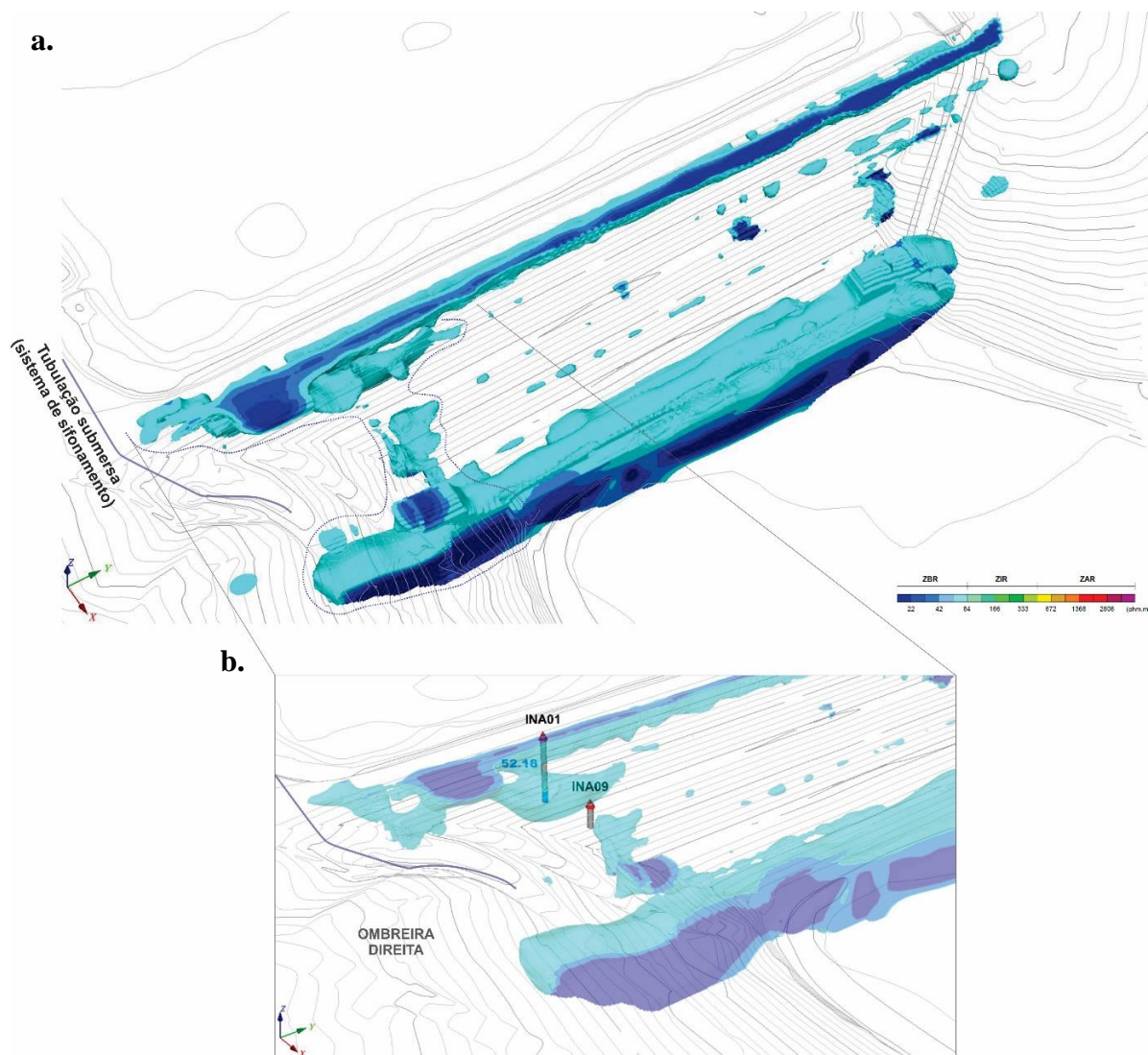


Figura 45 - (a) Comportamento das anomalias condutivas próximas à ombreira direita. (b) Correlação entre as ZBR com os INAs localizados próximos as mesmas. O INA 1 indica a presença de água na cota 52,16 m, corroborando para a presença da zona saturada indicada pelas seções geofísicas.

Na seção L07, quando analisada individualmente, percebe-se que o contrário ocorre. A ZBR apresenta continuidade lateral, ou seja, a ZBR se alonga até o dreno de pé do barramento (estrutura responsável por verter a água proveniente do maciço e fundação). Em outras palavras, a disposição das ZBR não somente na seção L07, mas também na seção L08, indica que o dreno de pé da barragem pode ser o local final de acumulação desse fluxo.

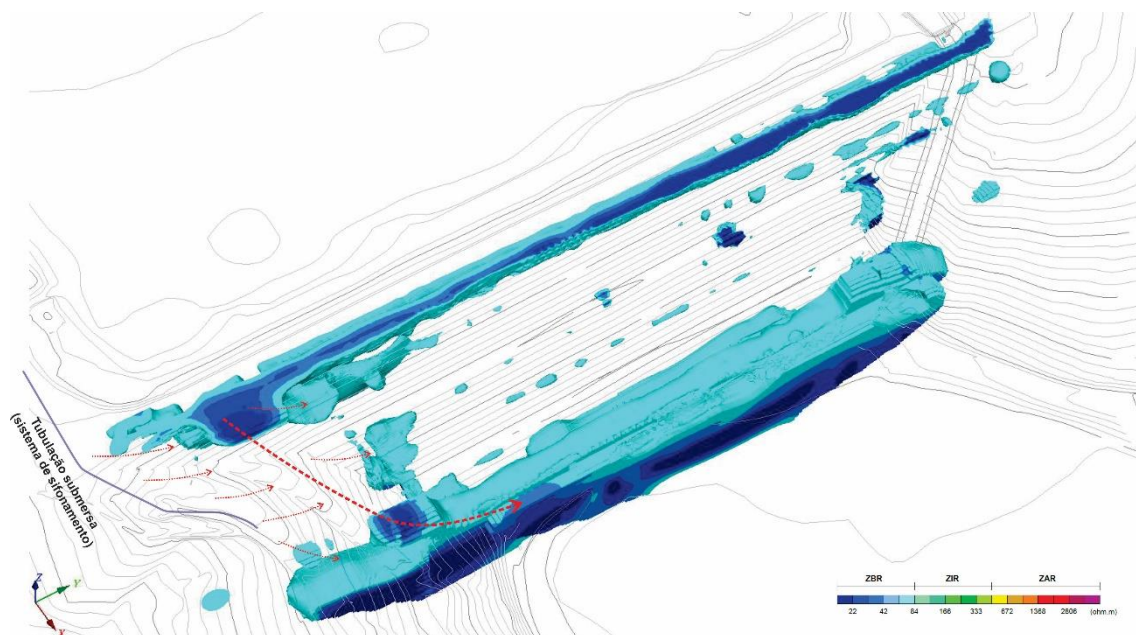


Figura 46 - ZBR dispostas ao longo da Barragem B1. A continuidade das anomalias a jusante da estrutura indica um fluxo de água, que pode ser advindo do sistema de sifonamento, localizado na ombreira direita. O fluxo tem como destino final o enrocamento na base do barramento, que cumpre a função de dreno de pé da estrutura.

5.2. POTENCIAL ESPONTÂNEO

A partir dos dados obtidos no levantamento de SP, foi possível fazer algumas associações com os dados de ER e IP.

Os altos valores de potencial natural, encontrados na base da barragem (figura 47), corroboram com as ZBR / ZBC existentes na mesma região, e evidentes nas seções L06 a L08. Como discutido no capítulo 3, essa anomalia positiva pode ser associada com o local onde o fluxo ascende em superfície. Isso, além de coincidir com as seções elétricas, vai de encontro com a realidade, uma vez que essa região está alagada.

Em relação à ombreira direita, as linhas de SP não contemplaram essa porção do barramento. Apesar disso, é possível notar a existência de uma pequena área, próximo ao sistema de sifonamento, com valores de potencial natural próximo de 0 mV (figura 47). O aumento desses valores em direção ao maciço da barragem, associados com os dados de INA e resistividade, podem vir a indicar um fluxo da ombreira direita em direção ao maciço. Porém, somente com esse dado, não é possível apontar a existência desse fluxo, uma vez que o mesmo não apresenta anomalias negativas relevantes próximas à ombreira direita.

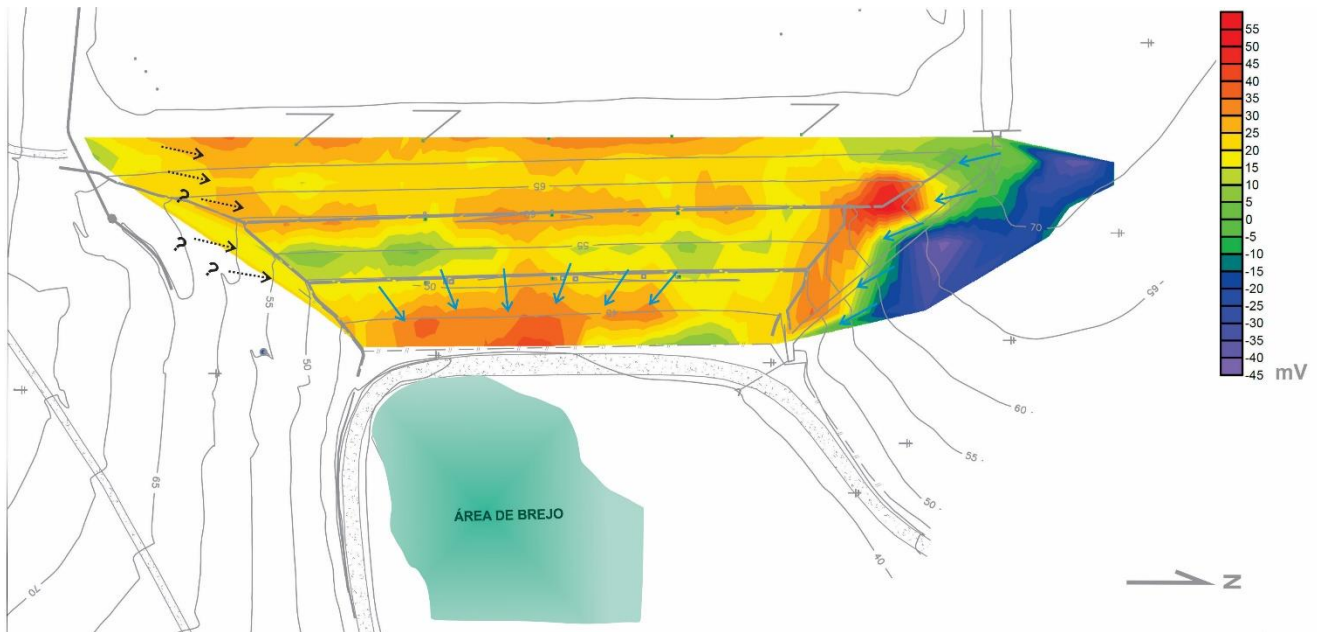


Figura 47 - Mapa com os dados de potencial espontâneo, com a indicação das possíveis direções de fluxo no maciço da Barragem B1.

No entanto, o que mais distinguiu-se no mapa de SP foram as anomalias fortemente negativas na região da ombreira esquerda, que gradam para anomalias positivas no maciço da barragem, indicando claramente um sentido de fluxo subsuperficial. Como mencionado no capítulo 3, e de acordo com Reynolds (2011), cargas negativas estariam associadas a montante de um fluxo, enquanto que as anomalias positivas indicariam a saída do fluxo em superfície.

A existência de um fluxo subsuperficial nessa região foi confirmada em uma campanha de campo feita ao Complexo Minerquímico de Cajati, onde foi detectado uma surgência de água, próxima à ombreira esquerda da barragem (figura 48), no local coincidente com a zona das anomalias positivas.



Figura 48 - Foto retirada durante uma campanha de campo no Complexo Minerquímico de Cajati, onde ocorre uma surgência de água na região próxima à ombreira esquerda.

5.3. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

Ao sobrepor os dados dos INAs, com os resultados elétricos e o projeto de engenharia da B1, foi possível, além de diferenciar materiais, realizar algumas inferências sobre as zonas saturadas no maciço da barragem.

Pela ausência de zonas condutivas nas seções L01 – L03 e pelos INAs próximos a estas não indicarem a presença de água, foi admissível concluir que essa região do maciço se encontra seca.

Ao analisar os INAs 3, 5, 7, 11, 12 e 13, junto aos dados elétricos, constata-se que o mesmo não ocorre a jusante do barramento. Tanto as seções de IP, como as de ER, associados com os dados de SP indicam um fluxo de água em direção ao pé da estrutura. A figura 49 mostra, na seção tipo CC', a disposição das zonas saturadas, baseado na integração dos dados de INAs com os dados elétricos.

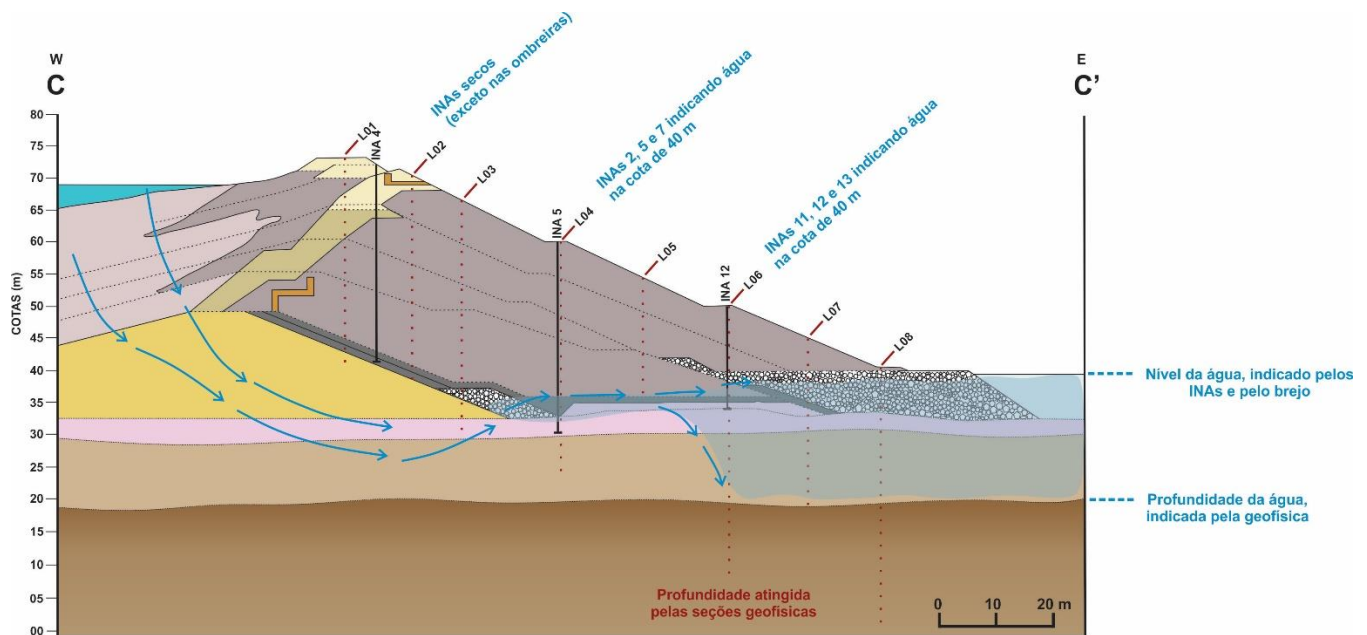


Figura 49 - Seção tipo CC' da Barragem B1, com a disposição das zonas saturadas (em azul). A inferência do fluxo de água no interior da estrutura foi baseada na integração dos dados de INAs com os dados elétricos. A obtenção de novos dados, tanto diretos como indiretos, pode alterar tal interpretação.

Como os INAs próximos à crista da barragem não indicam a presença de água, isso leva a crer que o fluxo*, proveniente do reservatório, ascende mais a jusante, próximo a região da seção L04, onde os INAs já indicam zonas saturadas. Essas zonas estariam restritas ao tapete drenante, uma vez que não foi detectado pelo levantamento elétrico a presença de uma extensa lâmina d'água.

O contrário ocorre no pé da estrutura. Os dados de INA, associados com extensas zonas condutivas, apontam uma grande área saturada (pelo menos 20 metros de espessura).

Isso faz com que essa zona preenchida por água esteja acima do tapete drenante, próximo ao dreno de pé. O tapete drenante é responsável por drenar a umidade do maciço, e assim impedir um fluxo de água através da barragem. O afogamento dessa estrutura pode vir a impossibilitar que a mesma realize sua função de modo pleno. Ademais, o fato do mesmo estar seco na região abaixo da crista, pode indicar diminuição de sua permeabilidade, fazendo deste fato, mais um indicativo do seu mau funcionamento.

Outro aspecto do levantamento que chamou a atenção foi a presença na L01 de uma anomalia subvertical, de resistividade / cargabilidade intermediária (figura 31a),

* O fluxo, segundo a Lei de Darcy, é indicado por diferenças de carga hidráulica entre a lâmina d'água no reservatório (~ 69 m) e as cotas da água apontadas pelos INAs a jusante da estrutura (~ 40 m). Entre os INAs 5 e 12, a variação é sutil (19 cm), porém é indicativo que a água flui para o dreno de pé da estrutura.

imersa em uma zona resistiva e polarizável. Esta, se encontra localizada, aproximadamente, 260 metros do início da seção.

Com análise do projeto da barragem, não foi detectado nenhuma estrutura geotécnica que justifique tal anomalia. No local onde ela ocorre estariam presentes os rejeitos arenosos de calcário. Além disso, o INA 6, localizado próximo a anomalia, não indica a presença de água.

Dessa forma, devido à proximidade da L01 com o reservatório, é possível que esteja ocorrendo algum acúmulo preferencial de umidade nessa região, indicando possíveis alterações no maciço. Por isso, são recomendadas medidas de investigação nessa área, a fim de conferir a qualidade da estrutura.

A partir dos dados correspondentes à ombreira direita, pode estar havendo alguma umidade decorrente do sistema de sifonamento ou a partir de alguma outra estrutura que não consta nos relatórios geotécnicos. Em razão disso, é recomendado a realização de novas linhas de eletrorresistividade na ombreira direita, associado com um levantamento de SP, para melhor compreensão.

A mesma recomendação é feita para a região da ombreira esquerda. As anomalias apresentadas no mapa de SP, junto aos dados coletados em campo, sugerem a presença de percolação de água na região. A mesma é reforçada pelas informações do INA 8, que se localiza na região e aponta presença de água. Desse modo, é também indicado o levantamento de eletrorresistividade na região.

É válido ressaltar que todas as interpretações foram realizadas a partir das seções geofísicas executadas até o momento, podendo ser modificadas caso novas aquisições sejam realizadas.

6. CONCLUSÕES

Com os resultados e discussões apresentados, é possível afirmar que os métodos elétricos empregados foram capazes de prover uma caracterização ampla da Barragem B1, estando coerentes com o projeto geotécnico da estrutura e medições dos instrumentos de monitoramento.

Os métodos ativos (eletrorresistividade e polarização induzida) conseguiram diferenciar os materiais constituintes do maciço, além de apontarem a disposição de zonas úmidas e/ou saturadas na estrutura. As argilas, assim como as estruturas drenantes, apresentaram respostas condutivas e de baixa cargabilidade. Em contrapartida, os rejeitos de calcário apresentaram alta resistividade e cargabilidade.

Quando comparados, o método de eletrorresistividade demonstrou resultados mais harmônicos com a seção-tipo utilizada, além de melhor resolução entre zonas resistivas e condutivas. A interpretação desses resultados mostrou-se mais simples em relação aos dados de polarização induzida, tornando este método mais prático para ser utilizado no cotidiano da mina.

O método de potencial espontâneo, apresentou-se coerente com os demais métodos e indicou fluxo do reservatório em direção ao pé da barragem. Além disso, as anomalias próximas à ombreira esquerda apontam para percolação de água na região, reforçada por uma surgência identificada no pé da ombreira. Dessa forma, a junção entre os métodos de eletrorresistividade e potencial espontâneo mostraram-se uma ferramenta eficaz na identificação de saturação do maciço, além de contribuírem para uma validação mútua dos resultados obtidos.

Com isso, é plausível afirmar que a geofísica complementa espacialmente os métodos tradicionais de monitoramento de barragens, que são pontuais, fornece uma visão ampla sobre a distribuição de umidade no maciço e demonstra seu comportamento hidrodinâmico em regiões que não são contempladas pela instrumentação usual.

Consequentemente, recomenda-se a utilização dos métodos geofísicos rotineiramente, a fim de auxiliar a caracterização e o consequente monitoramento de barragens de rejeito. Por fim, se faz necessário pontuar que diante de um mercado cada vez mais preocupado em obter informações mais fidedignas sobre estas estruturas, é de suma importância a difusão dessa metodologia.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, P. R. 2008. The carbonatite-hosted apatite deposit of Jacupiranga, SE Brazil: styles of mineralization, ore characterization and association with mineral processing. Missouri University of Science and Technology, Masters Theses, 140 p.
- Braga, A. C. O. 2006. Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem metodológica e prática. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Tese de livre-docência, 121 p.
- Braga, A. C. O. 2016. Métodos Geoeletricos em Hidrogeologia. São Paulo, Oficinas de Textos. 160 p.
- Brasil. 2002. Manual de segurança e inspeção de barragens. Ministério da Integração Nacional – Secretaria de Infraestrutura Hídrica. Brasília – DF. 148 p.
- Brumatti, M. 2008. Mineralogia aplicada ao beneficiamento das zonas de xenólitos, Mina de Cajati, SP. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado. 160 p.
- Dentith, M. & Mudge, S. T. 2014. Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Cambridge, Cambridge University Press. 438 p.
- Derby, O.A. 1891. The magnetite ore districts of Jacupiranga and Ipanema, São Paulo, Brazil. American Journal of Science, 141(3): 311-321.
- Draskovits, P.; Hobot, J.; Verö, L.; Smith, B. 1990. Induced-polarization surveys applied to evaluation of groundwater resources, Pannonian Basin, Hungary. USA. In: WARD, S. H. (Ed) Investigations in Geophysics, no 4. Induced Polarization Applications and Case Histories. Society of Exploration Geophysicists, p. 379-396.
- Gallas, J. D. F. 2005. O método do Potencial Espontâneo (SP) – Uma revisão sobre suas causas, seu uso histórico e suas aplicações atuais. Brazilian Journal of Geophysics, 23 (2): 133 – 144.
- Gaspar, J. C. 1991. The Magmatic Evolution of the Jacupiranga Complex, Brazil. Proceedings of the International Kimberlite Conference, 5, p. 127-129.

- Germann, A.; Marker, A.; Friedrich, G. 1987. The Alkaline Complex of Jacupiranga, Brazil; Petrology and Genetic Considerations. *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie*, 1 (7-8): 807-818.
- Geoconsultoria. 2015. Projeto Executivo de alteamento para a cota de 73,0 metros da Barragem B1 encomendado pela VALE FERTILIZANTES. Relatório Técnico SR23-RT-05. Complexo Mineroquímico de Cajati – SP.
- Geoconsultoria. 2016. Plano de ação e emergência para as barragens B1 e B12 encomendado pela VALE FERTILIZANTES. Relatório Técnico SR29-RT-03. Complexo Mineroquímico de Cajati – SP.
- Geoconsultoria. 2017. Manual de Operação da Barragem B1 encomendado pela VALE FERTILIZANTES. Relatório Técnico SR25-RT-01. Complexo Mineroquímico de Cajati – SP.
- Gomes, C. B.; Ruberti, E.; Morbidelli, L. 1990. Carbonatite Complexes from Brazil: a Review. *Journal of South American Earth Sciences*, 3: 51-63.
- IBRAM, 2013. Apresentação realizada em Manaus, pelo Gerente Executivo no IBRAM Amazônia, Ronaldo Lima. Disponível em: <<http://www.ibram.org.br/sites/1300/1382/00004226.pdf>>. Acessado em 15 de outubro de 2018.
- Koefoed O. 1979. *Geosounding Principles Vol.1: Resistivity Sounding Measurements*. Amsterdam, Elsevier Science Publishing Company. 276 p.
- Leme Engenharia. 2016. Auditoria técnica de segurança na Barragem B1 encomendado pela VALE FERTILIZANTES. Relatório de inspeção de segurança regular VAFZ.AL-LT-JCJ-101-01.16. Complexo Mineroquímico de Cajati – SP.
- Loke, M. H.; Chambers, J. E.; Rucker, D. F.; Kuras, O.; Wilkinson, P. B. 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*. 95: 135 – 156.
- Machado, W. G. F. 2007. Monitoramento de barragens de contenção de rejeito da mineração. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Departamento de Engenharia de Minas e de Petróleo. Tese de Mestrado. 155 p.

- Mailani, G. 2006. Monitoring of Tailing Dams with Geophysical Methods. Luleå University of Technology, Department of Chemical Engineering and Geosciences, Division of Ore Geology and Applied Geophysics, Licentiate Thesis, 74 p.
- Martini R. J.; Caetano T. R.; Santos H. A.; Aranha P. R.A. 2016. Deposição de rejeitos de minério de ferro em reservatórios: uma aplicação do método GPR. *Revista Ambiente & Água*, 11(4): 878-890.
- Martinho, H. M. 2014. Avaliação da efetividade de arranjos tecnológicos e processuais na melhoria do desempenho ambiental da produção de fosfato bicálcico. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado. 156 p.
- Melcher, G.C. 1954. Nota sobre o distrito alcalino de Jacupiranga, Estado de São Paulo. DNPM/ DGM. 20 p.
- Melcher, G. C. 1965. O carbonatito de Jacupiranga. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. Ser. Geologia*, São Paulo, 21: p. 1-75.
- Olivier, G.; Brenguier, F.; Wit, T.; Lynch, R. 2017. Monitoring the stability of tailings dam walls with ambient seismic noise. *The Leading Edge, Society of Exploration Geophysicists*. April 2017, 36 (4): 72-77.
- Planès, T.; Mooney, M. A.; Rittgers, J. B. R.; Parekh, M. L.; Behm, M. Snieder, R. 2014. Time-lapse monitoring of internal erosion in earthen dams and levees using ambient seismic noise. *Géotechnique*, 66 (4): 301-312.
- Reynolds, J. M. 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Oxford, Wiley-Blackwell. 696 p.
- Rittgers, J. B.; Revil, A.; Planes, T.; Mooney, M. A.; Koelewijn, A. R. 2014. 4-D imaging of seepage in earthen embankments with time-lapse inversion of self-potential data constrained by acoustic emissions localization. *Geophysical Journal International*, 200 (2), 758-772.
- Roden, M. F.; Murthy, V. R.; Gaspar, J. C. 1985. Sr and Nd Isotopic Composition of the Jacupiranga Carbonatite. *Journal of Geology*, 93 (2): 212-220.

- Rodrigues, C. T. 2018. Geofísica aplicada à investigação de barragem de rejeito BR, do Complexo de Mineração de Tapira, Minas Gerais. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Graduação em Geologia. Trabalho de conclusão de curso, 61 p.
- Ruberti, E.; Marguti, R. L.; Gomes, C.B. 1992. O Complexo Carbonatítico de Jacupiranga, SP: informações gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Roteiro das excursões, São Paulo, SBG, v. 4, 16 p.
- Ruberti, E.; Gomes, C. B.; Melcher, G. C. 2000. The Jacupiranga Carbonatite Complex: Geological and Petrological Aspects of the Jacupiranga Alkaline-Carbonatite. 31st Association, Southern Brazil. Post-Congress Field Trip Guidebook, International Geological Congress, Rio de Janeiro, 21 p.
- Salamuni, E. 1995. Dobramentos e redobramentos superpostos na porção sul da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. Boletim Paranaense de Geociências, 43: 135-149.
- Sato, M & Mooney, H. M. 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. Geophysics, 25: 226–249.
- Silveira, C. B. 2017. Website Cytisystems, artigo intitulado “O que é PWM e Para que Serve? ” Disponível em: <https://www.cytisystems.com.br/pwm/#disqus_thread>. Acessado em: 19 de outubro de 2018.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. 1990. Applied Geophysics. Second Edition. Cambridge, Cambridge University Press. 770 p.
- Vacquier, V.; Holmes, C.R.; Kintzinger, P.R.; Lavergne, M. 1957. Prospecting for ground water by induced electrical polarization. Geophysics, 22 (3): p. 660-687.
- Vale. 2016. Site da mineradora Vale. Disponível em: <<http://www.vale.com/samarco/PT/Paginas/entenda-barragens-rejeito.aspx>>. Acessado em 15 de outubro de 2018.
- Vasconcelos, C. S.; Dehler, N. M.; Yamato, A. A.; Lopes Jr., I. 1999. Projeto Jacupiranga - Rio Guaraú. CPRM: Serviço Geológico do Brasil, 233 p.